К. Н. ПАФФЕНГОЛЬЦ

ОЧЕРК МАГМАТИЗМА И МЕТАЛЛОГЕНИИ КАВКАЗА

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Կ. Ն. ՊԱՖՖԵՆՀՈԼՑ

ԱԿՆԱՐԿ ԿՈՎԿԱՍԻ ՄԱԳՄԱՏԻԶՄԻ ԵՎ ՄԵՏԱԼՈԳԵՆԻԱՑԻ ՄԱՍԻՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՀՐԱՏԱՐԱԿՉՈՒԹՅՈՒՆ
ԵՐԵՎԱՆ
1970

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Р III 30298

К. Н. ПАФФЕНГОЛЬЦ

ОЧЕРК МАГМАТИЗМА И МЕТАЛЛОГЕНИИ КАВКАЗА



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН
1970

Ответственный редактор
академик АН Арм. ССР С. С. МКРТЧЯН

Պատասխանատու խմբագիր՝
ՀՍՍՀ ԳԱ ակադեմիկոս Ս. Ս. ՄԿՐՏՉՅԱՆ

2—9—1

Тебе, Кавказ,—суровый царь земли,—
Я снова посвящаю труд усердной:
Как сына, ты его благослови
И осени вершиной белоснежной!
На севере, в стране тебе чужой,
Я сердцем твой,—всегда и всюду твой!

По Лермонтову

ПРЕДИСЛОВИЕ

Еще хуже положение дела в геологии, которая, по самой своей природе, занимается главным образом такими процессами, при которых не присутствовали не только мы, но и вообще ни один человек. Поэтому добывание окончательных истин в последней инстанции сопряжено здесь с очень большим трудом, а результаты его крайне скудны.

Ф. Энгельс. Анти-Дюринг

Кавказ является одной из наиболее изученных в геологическом отношении областей СССР, однако возраст некоторых стратиграфических и магматических комплексов, слагающих это грандиозное горное сооружение, оставался спорным; в связи с этим являлись неразрешенными отдельные вопросы его металлогении.

В послевоенные годы большим коллективом кавказских геологов проводились многочисленные геологические исследования, как региональные, так и тематические, давшие обильный новый фактический материал по указанным вопросам, но обобщенные по отдельным регионам, почему последние оказывались нередко неувязанными между собой. Сказывались также расхождения по вопросу о генезисе интрузивных образований и теории рудообразования. Нами совершались маршруты во многие районы Кавказа для объективного разрешения тех или иных спорных вопросов.

В настоящей работе изложены основные результаты по анализу магматизма и металлогении всего Кавказа. В основу ее положены как наши личные исследования (по всему Малому Кавказу и части Большого Кавказа), так и многочисленные материалы литературных источников, посвященные указанным вопросам.

Весьма важными являются новейшие сводные труды по стратиграфии и магматизму Кавказа, опубликованные геологическими институтами республиканских академий наук, а также территориальными геологическими управлениями. Во многих работах мнения отдельных авторов нередко расходятся в различных вопросах геологии Кавказа (возраст, структуры и др.); нами они всюду объективно разбираются, в той или иной степени разрешаются, но указываются и другие мнения.

Надеемся, что предлагаемый труд, основанный на детальном объективном разборе огромного фактического материала, поможет нашей бурно развивающейся горнорудной промышленности целесообразно планировать дальнейшие более детальные геологоразведочные работы.

I. ВВЕДЕНИЕ

Весь мир лежит перед нами, как огромная каменоломня перед архитектором, который заслуживает этого звания только тогда, когда из случайных глыб мертвой природы воссоздаст прообраз, возникший в его душе, с величайшей экономией, целесообразностью и уверенностью.

Гёте

1. ЦЕЛЬ ИССЛЕДОВАНИЙ И ПОСТРОЕНИЕ ОЧЕРКА

Цель настоящего труда—на основе (фоне) истории геологического развития Кавказа проследить развитие магматизма и эндогенной минерализации. Этим определяется и построение исследования, краеугольным камнем которого является стратиграфия вулканогенных толщ региона. Многочисленные исследования, произведенные за советский период коллективом кавказских геологов, и в связи с этим критический пересмотр некоторых старых (укоренившихся) положений (обусловливавших нередко предвзятые установки при картировании) требовали тщательного анализа.

В первую очередь это относится к древним немым допалеозойским и нижнепалеозойским кристаллическим и метаморфическим комплексам и затем к мезо-и кайнозойским вулканогенным толщам. Наибольшие трудности и споры вызывало определение возраста третичных отложений Малого Кавказа, выраженных в самых разнообразных фациях—морских, пресноводных, вулканогенных и других, связанных между собою смешанного типа («переходными») фациями. Внутриформационные конгломераты (и туфоконгломераты) последних некоторые исследователи принимали за базальные и разъединяли, таким образом, синхроничные образования.

Первостепенный интерес представляло выяснение фациальной изменчивости вулканогенных толщ, изменения состава продуктов вулканической деятельности во времени и, следовательно, особенностей развития и общей эволюции вулканического процесса в целом.

Эффузивные комплексы описываются в стратиграфическом порядке в соответствии с включающими их осадочными морскими осадками и зонами (тектоническими) их развития.

Интрузивные породы описываются также в возрастном порядке, по комплексам и районам их развития, приуроченным обычно к определенным тектоническим зонам. Характеризуются все разности («набор») пород, входящих в одновозрастной комплекс (интрузию), указываются по возможности причины различия их состава, а также распределение в пределах массива.

Возраст интрузивных комплексов определяется в большинстве случаев прямым геологическим путем—по связи их с соответствующими орогеническими фазами.

Вулканогенные, т. е. эффузивные (включая экструзии и пирокластиты) образования проявляются в период между орогеническими фа-

зами—в течение прогибания геосинклинали и накопления соответствующих осадков.

Следовательно, эффузивный комплекс полностью удовлетворяет определению, данному В. С. Коптевым-Дворниковым (1956), что это «совокупность магматических и пирокластических образований, возникших в ходе развития вулканизма некоторого периода времени, отличающегося отсутствием больших перерывов и закономерным развитием вещественного состава продуктов деятельности единого магматического очага».

Таким образом, эффузивные и интрузивные образования единого тектоно-магматического цикла несколько разновременны; последние венчают цикл.

Далее в работе уделено большое внимание химизму пород: использовано около 3000 химических анализов, сделаны их пересчеты на числовые характеристики, построены для всех комплексов векторные диаграммы по А. Н. Заварицкому, дано их толкование.

Детализирована и дополнена прежняя схема тектонического районирования Кавказа (авторы К. Н. Паффенгольц и П. Д. Гамкрелидзе, 1959), сделан анализ размещения всех описанных разновозрастных интрузивных магматических комплексов в отдельных тектонических зонах. Затем характеризуются орогенические фазы Кавказа и разбирается история его геологического развития.

В заключение, на фоне вышеуказанного громадного материала по региональной геологии Кавказа описывается его металлогения: разбираются основные принципы металлогенического анализа, характеризуются металлогенические эпохи региона, анализируется связь оруденения с тектоникой, с интрузиями, выясняется влияние вмещающих пород и вещественный состав руд, делаются общие выводы.

В связи с этим здесь уместно коснуться вопроса о геологических и магматических формациях, комплексах и вулканических циклах, в определении которых имеются различные мнения.

2. О МАГМАТИЧЕСКИХ И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ, ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЦИКЛАХ, КОМПЛЕКСАХ

Детальные съемки на территории Кавказа показали, что эффузивный вулканизм является неотъемлемой частью седиментационного цикла; за это время накапливаются той или иной мощности вулканогенно-осадочные толщи, совместно дислоцированные во время очередной (относительно кратковременной) орогенической фазы, с которой связывается внедрение интрузивных пород. Далее следует трансгрессия и начинается новый процесс осадконакопления и вулканизма. Следовательно, имеется полное основание говорить о наличии определенного вулканического цикла, ибо следующее проявление вулканизма будет все же несколько отличным, несмотря на близкое сходство как условий извержений древних вулканов, так и продуктов их извержений.

Каждый новый вулканический цикл отличается от предыдущего новыми чертами, и развитие вулканизма представляет собой длительный и необратимый процесс. Однако вулканический цикл, так же как и тектонический этап (которым он обусловлен), может быть завершенным или незавершенным. Полностью завершенный цикл характеризуется на конечных стадиях своего развития излиянием кислых лав, химизм которых резко отличен от такового всех начальных и промежуточных формаций цикла. На Кавказе яркими примерами таких полностью за-

вершенных вулканических циклов являются циклы нижнеюрского, эоценового и олигоценового (майкопского) времени.

Вулканические процессы, проявляющиеся в течение одного тектоно-магматического этапа, и представляют собой вулканический цикл; последний отражает всю последовательность развития геосинклинальной системы в пределах тектонического этапа, подчиняясь эволюции тектонических структур (Е. Е. Миллер, 1966). Развитие цикла в целом характеризуется изменением состава магмы от основного—к кислому. По В. С. Коптеву-Дворникову (1956), вулканический цикл—периоды, образования которых отделены друг от друга несогласиями, ко времени которых нередко приурочена интрузивная деятельность, свидетельствующая о резкой смене тектонической обстановки на границе толщ, отвечающих времени формирования «эффузивных комплексов».

Вулканические циклы охватывают различные (неравные) отрезки геологической шкалы; разнообразные осадки, накопившиеся за это время в соответствующей геосинклинали, Л. С. Либрович (1954) обозначает термином комплекс—как совокупность мощных толщ осадочных, вулканогенно-осадочных и эффузивных образований сложного состава, которые по степени изученности не могут быть отнесены к какой-либо определенной стратиграфической единице. Такой комплекс следует именовать вулканогенно-осадочным (осадочно-вулканогенным), в отличие от интрузивного (или эффузивного) комплекса. Последний представляет полную серию («набор») дифференциатов (от ультраосновных до кислых), характеризующихся общностью магматического очага, одновозрастностью, определенным положением в тектонической зоне, особенностями металлогении.

Вышеуказанный комплекс осадочных и вулканогенно-осадочных образований полностью отвечает термину геологическая формация, под которым группа ученых понимает «естественные сообщества горных пород и других минеральных образований, отдельные члены которых (породы, слои, толщи и т. п.) парагенетически связаны друг с другом как в пространственном, так и в возрастном отношениях» (Н. С. Шатский и др., 1954). Формации нередко являются крупными единицами местной стратиграфии и распадаются на свиты, толщи и т. д. Генетические ряды формаций хорошо охарактеризованы на Кавказе (аспидная, флиш, морская сероцветная «моласса» и др.). Особенностью формаций является наличие в них характерных спутников, прослоев и пачек, занимающих подчиненное положение.

В течение вулканического цикла накапливаются породы, слагающие магматическую формацию. По определению А. М. Дамшновой (1965), для магматической формации необходимы: возрастная близость, связь с определенными тектоническими структурами, присутствие одинаковых особенностей химизма и минерального состава; при этом, естественно, могут быть некоторые различия в деталях. Таким образом, магматическая формация—это естественная ассоциация горных пород и других минеральных образований, возникших в результате эволюции единого магматического очага, на определенном этапе тектоно-магматического цикла.

Ю. Ир. Половинкина и Т. Н. Иванова (1960, стр. 69) полагают, что «под магматической формацией надо понимать совокупность всех петрологически сходных комплексов, приуроченных к сходным структурам, возникающим на определенных этапах развития подвижных поясов и платформ, вне зависимости от геологического их возраста и района развития». Такое определение вряд ли является удачным, так как оно слишком растяжимо. Магматические формации ряда последовательных циклов составляют магматические формационные ряды и в

совокупности характеризуют петрографическую провинцию (комагматическую область).

Таким образом, последовательность вулканических событий представляет собой закономерность, связанную с тектонической жизнью определенного участка земной коры. Этапы его (тектоно-магматические) характеризуются закономерным и последовательным необратимым развитием от одного к другому; для каждого из них свойственны определенные формы и размеры геосинклинальных прогибов, состав формаций, проявление магматизма, в том числе—вулканическая деятельность.

Формации должны быть положены в основу методики поисков полезных ископаемых. Для различных полезных ископаемых должна быть установлена их формационная принадлежность, включая и то место, которое они занимают в строении формаций.

II. СТРАТИГРАФИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Ничто не может быть выше той радости,—которую доставляет нам изучение природы. Тайны ее непостижимо глубоки: однако нам, людям, дано все дальше и дальше проникать в них своим взором.

Гёте

Без точных наблюдений и исследований нет и не может быть науки.

В. М. Севергин, 1791.

Не выдумывать, не измышлять, а наблюдать, что делает и несет с собой природа. Факты—это воздух ученого.

И. П. Павлов

Проявления вулканизма на Кавказе протекали как в эффузивной, так и в интрузивной форме в течение всей его геологической истории—от протерозоя до вюрма включительно. Приурочены они были, однако, лишь к определенным тектоническим зонам и протекали в разные периоды в различных масштабах, причем количество интрузивных циклов меньше эффузивных. Масштаб эффузивного вулканизма с течением времени прогрессивно уменьшался; обычно его проявления являлись неотъемлемой частью седиментационного цикла, чем точно обосновывается возраст соответствующих вулканогенных образований.

Интрузивные циклы вулканизма обычно венчают определенный магматический цикл и связаны с соответствующими орогеническими фазами.

На территории Кавказа известен полный геологический разрез начиная от древнейших метаморфических образований докембрия; возраст последних обосновывается, однако, лишь региональными данными.

1. ДОКЕМБРИЙ

Древнейшие, объединяемые под общим названием «докембрийские», отложения Кавказа имеют наибольшее развитие в центральной части Главного хребта (Большого Кавказа), представляющей ныне область наибольшего поднятия (рис. 1; в приложении). К югу от него докембрийские образования участвуют в сложении изолированного Дзирульского кристаллического массива, а в Малом Кавказе они обнажаются в ряде пунктов в ядрах антиклиналей, занимая в общем незначительные площади.

В состав этих образований в Большом Кавказе входят гнейсы (в том числе лейкократовые ортогнейсы), разнообразные кварцево-слюдяные сланцы, кварцево-дистеновые, кварцево-силлиманитовые, амфиболиты, кварциты, мраморы и т. п., представляющие продукт в различной степени метаморфизованных осадочных (парасланцы) и частью изверженных (ортосланцы) образований.

Породы эти, претерпевшие в результате длительного геосинклинального периода развития указанного горного сооружения интен-

сивный региональный, а также контактовый метаморфизм, нередко весьма трудно отделимы от древних гранитов, в которых часто встречаются более или менее крупные ксенолиты разнообразных кристаллических сланцев.

Метаморфизм—одно из сложнейших геологических явлений, в понимании которого имеется еще больше неясностей, чем в понимании собственно магматических процессов (Г. Д. Афанасьев, 1964). На практике в любой складчатой области мы всегда встречаемся с явлениями полиметаморфизма.

Во многих участках Центрального Кавказа кристаллические сланцы встречаются в виде остатков кровли над древними гранитоидными телами. Нередко эти останцы (ксенолиты) древних метаморфических пород сохраняют свою первичную ориентировку, согласную с таковой окружающей массы кристаллических сланцев.

Происхождение сланцев обусловлено в основном региональным метаморфизмом, на который наложился местами контактовый метаморфизм как древних (докембрийских), так и более молодых (средне и позднепалеозойских) интрузий. Вследствие этого распределение различных типов сланцев часто довольно пестрое, а отсутствие фауны весьма затрудняло их стратиграфическое расчленение.

Исходя из анализа положения кристаллических сланцев по отношению к древним магматическим телам, состава и степени их метаморфизма, делались попытки зонального их разделения. Выделены следующие главные типы: силлиманитовые (силлиманитсодержащие), андалузитовые (андалузитсодержащие), гранатовые (гранатсодержащие), слюдяные, амфиболовые, хлоритовые и серицитовые сланцы, амфиболиты и мраморы; встречаются дистенсодержащие, ставролитсодержащие и некоторые другие разновидности. Наметился ряд зон метаморфизма: слюдяная, гранатовая (гранато-слюдяная), андалузитовая и силлиманитовая (близ интрузива). Эти зоны местами последовательно сменяют друг друга, хотя резких границ между ними обычно не наблюдается (С. П. Соловьев, 1964).

Характерно, что в андалузитовой зоне совершенно отсутствуют дистены (кианиты), хотя вообще дистенсодержащие кристаллические сланцы установлены в отдельных редких пунктах Большого Кавказа, например в северо-западной его части, в бассейне рр. Кяфар и Агура (А. А. Каденский, 1956) и в других районах.

Подобные же зоны метаморфизма установлены О. Ш. Надарейшвили (1959) по правобережью р. Акссут, в бассейне р. Кти-Теберда. Там упомянутый автор указывает следующие зоны (снизу вверх): силлиманитовую, андалузитовую, гранатовую, биотитовую и хлорит-мусковитовую.

Другие исследователи разделяли докембрийские кристаллические сланцы по степени метаморфизма на две серии: нижняя представлена гнейсами, слюдяными сланцами, амфиболитами и мигматитами; верхняя серия занимает по степени метаморфизма промежуточное положение между нижней толщей и перекрывающей их толщей метаморфических сланцев нижнего палеозоя.

В Главном хребте докембрийские образования нижней серии обнажаются широкой полосой вдоль водораздельной его части в верховьях рр. Белой, Б. Лабы и Б. Зеленчука. Переходя на южный склон, они надвинуты по так называемому Главному надвигу («надвиг Главного хребта») на отложения лейаса; на севере же они ограничены зоной крупных разломов в области развития пород палеозоя.

Докембрийские отложения восточной части Центрального Кавказа изучались многими исследователями; впервые расчленены они там

И. Г. Кузнецовым (1947) условно на верхний докембрий (протерозой (?); Pt) и нижний докембрий (архей (?); A); кроме того, некоторые исследователи склонны выделять слои, переходные к нижнему палеозою ($Pt+Pz_1$).

Таким образом, докембрийский возраст указанных пород обосновывался лишь их глубоким метаморфизмом, противопоставляя эти образования заведомо палеозойским сравнительно менее метаморфизованным сланцевым свитам. С другой стороны, гальки интенсивно метаморфизованных сланцев вместе с гальками пород нижнепалеозойской метаморфической свиты и древних гранитоидов встречаются начиная лишь с девона. Поэтому некоторые исследователи высказали предположение о полном отсутствии на Кавказе докембрийских образований, относя соответствующие метаморфические толщи к нижнему палеозою. Вопрос этот мог быть разрешен только в последние годы с помощью детальной геологической съемки с применением литологических методов; особое внимание уделялось породам, сохраняющим реликтовые особенности древних осадков и изучению элементов цикличности в строении толщ (Ю. Н. Потапенко, 1967).

Единственным наиболее благоприятным районом для разработки стратиграфии древних свит Кавказа является междуречье Кубани и Баксана к югу от Кавказских минеральных вод, где известны (бассейн р. Малки) кембрийские и силурийские породы—древнейшие из фаунистически охарактеризованных отложений кавказского палеозоя.

На основании литературных данных и личных наблюдений Ю. Я. Потапенко (1961) проанализировал эволюцию метаморфизма с позиций новой стратиграфической схемы и разделил додевонские отложения по степени метаморфического преобразования на шесть метаморфических комплексов: 1—комплекс пород начальной стадии метаморфизма, 2—фации зеленых сланцев, 3—амфиболовые фации, 4—фации зеленых сланцев с наложенной ассоциацией альбит-эпидотамфиболовой фации, 5—комплекс альбитизированных порфиробластовых сланцев и 6—комплекс контактовых роговиков.

Впервые для указанного района им были установлены разделенные длительным перерывом два этапа регионального метаморфизма; протерозойский и среднепалеозойский (нижнекаменноугольный), связанные соответственно с байкальским (или более древним) и герцинским циклами тектогенеза, также подтверждается наличие более поздних наложенных процессов, проявившихся локально. Последние, приведшие к образованию комплексов порфиробластовых сланцев, связываются с развитием герцинского магматического очага. Абсолютный возраст мусковита порфиробластовых сланцев равен 369±15 млн. лет (лаборатория ИГЕМ), что отвечает раннему карбону. Наиболее поздним был контактовый метаморфизм, связанный с интрузией северных гранитов (291±15 млн. лет, по биотиту). Фронт постскладчатых метаморфических процессов определялся Пшекиш-Тырныаузской шовной зоной (И. С. Красивская, 1961).

В зоне Главного хребта протерозойские кристаллические сланцы протягиваются на 400 *км* от р. Белой на западе до р. Ардон на востоке. Единая схема их стратиграфического расчленения еще не разработана. На западе (рр. Малая Лаба—Теберда) они расчленены на две свиты (снизу вверх): 1—буульгенскую и 2—макерскую, а к востоку от Эльбруса—на три: 1—уллучиранскую, 2—безингиевскую и 3—лабарданскую.

Буульгенская свита (до 2000 *м*) представлена чередованием биотитовых сланцев, биотит-роговообманковых гнейсов и амфиболитов;

встречаются редкие линзы известняков (5—10 *м*). Это ортосланцы, а биотитовые гнейсы—по первично-осадочным породам.

Макерская свита (2300—3400 *м*) сложена зеленовато-серыми слюдяными сланцами и гнейсами; выделяются две толщи: нижняя (500—600 *м*) представлена тонкополосчатыми мелкозернистыми гнейсами и сланцами, а верхняя (1800—2800 *м*)—кварцево-слюдяными сланцами с маломощными прослоями амфиболитов и амфиболитовых сланцев.

Уллучиранская свита (или свита гнейсов с мраморами, мощность около 2000 *м*) сложена мелко- и среднезернистыми слюдяными гнейсами и графитсодержащими сланцами, прорванными пластовыми телами герцинских гранитоидов. В контакте—гранат, силлиманит, андалузит, иногда кордиерит.

Безингиевская свита (2400 *м*) представлена кварцево-слюдяными сланцами; характерны послойные линзовидные скопления кварца. Выделяются две толщи: нижняя (2000 *м*)—слюдяные сланцы и гнейсы и верхняя (4000 *м*)—амфиболиты. По р. Баксану преобладают кварцево-серицитовые и серицито-хлоритовые сланцы с линзовидными выделениями кварца.

Лабарданская свита представлена чередованием роговообманковых сланцев, амфиболитов, гранатовых амфиболитов и слюдяных сланцев. Имеет ограниченное развитие (р. Лабардан-су, правый пр. р. Чегема).

В возрастном отношении вышеуказанные породы расчленяются следующим образом.

Нижний докембрий (архей, А). Развит на северном склоне и в водораздельной части Главного хребта, в верховьях рр. Кубани, Баксана, Черека Безингиевского и Черека Балкарского. Представлен глубоко метаморфизованными породами, расчлененными следующим образом (сверху вниз):

3. Лейкократовые ортогнейсы Кестанты, очковые гнейсы («тектониты») Большого Зеленчука и Большой Лабы, рассланцованные диориты Санчаро.

2. Амфиболиты лабарданской свиты и западного Карачая; биотитово-роговообманковые гнейсы Ваза-хох.

1. Слюдяные сланцы с пачками амфиболитов и кварцитов; гранулитовые гнейсы Куспарты; слюдяные гнейсы с мраморами и амфиболитами. Аналог уллучиранской и безингиевской свит.

Эта толща местами несогласно перекрывается породами верхнего докембрия.

Указанный комплекс пород прорывается так называемыми «серыми гранитами» («гранитами Главного хребта»—нижнекарбоновыми).

Верхний докембрий (протерозой, Pt). Обнажается главным образом на северном склоне Б. Кавказа, в междуречье рр. Малки и Баксана и по рр. Кубани, Дауту, Тызылу.

Разделяется на две серии (снизу вверх)—хасаутскую и чегемскую (Ю. Я. Потапенко, 1967).

Хасаутская серия распространена в средней части Бичесынской зоны; породы ее образуют крупную антиклиналь общекавказского направления. Представлена в общем мелкозернистыми первично-осадочными и вулканогенными породами, сохраняющими реликтовые структуры и по степени метаморфизма отвечающими фации зеленых сланцев. На южном и северном крыльях этой структуры в строении серии намечаются различия, позволяющие выделять в ней две подзоны—северную и южную. На северном крыле породы хасаутской серии несогласно перекрываются отложениями нижнего палеозоя (кембрия и силура, см. ниже), интрудированные далее к северу гранитоидами(вер-

недевонскими—«красными»); последние слагают субстрат северо-кавказской моноклинали в районе Кавказских минеральных вод (КМВ). На южном же крыле упомянутой антиклинали хасаутская серия согласно сменяется образованиями чегемской серии. В северной подзоне наиболее полный разрез серии обнажается по р. Малке, где в ее составе выделены (снизу вверх) муштинская, малкинская и шиджатмазская свиты. В бассейне р. Кубани первым двум свитам по стратиграфическому положению соответствуют джаланкольская и кубанская свиты.

Муштинская свита сложена биотит-кварцевыми сланцами видимой мощностью до 440 *м*. В верховьях р. Малки в основании свиты залегает конгломерат с галькой кварца и плагиогранитоидов.

Малкинская свита (до 1500 *м*) согласно перекрывает муштинскую; выделяется сложным сочетанием пород вулканического и осадочного происхождения. Разделяется на шесть толщ (сверху вниз): 6—филлиты и известняки, 5—филлиты, 4—метаморфизованные туфы и конгломераты, 3—метаморфизованные туфы и мусковит-кварцитовые сланцы, 2—биотит-мусковит-кварцитовые сланцы, 1—роговообманковые и хлоритовые сланцы.

Для нижней части разреза характерны амфиболовые и хлоритовые сланцы, в средней преобладают порфироиды и порфиритоиды (преимущественно по туфам). В средней подзоне вулканизм завершился внедрением мелких интрузий гипабиссальных плагиогранит-порфиров. С размывом возникших в это время вулканических построек связано образование мощных линз внутриформационных конгломератов. Венчается разрез свиты толщей филлитов с прослоями мелкозернистых мраморизованных известняков.

Джаланкольская свита (600 *м*) развита только в бассейне р. Кубани и является вероятным, но еще не доказанным стратиграфическим аналогом муштинской свиты. Сложена мелкозернистыми кварцальбитовыми сланцами с маломощными прослоями филлитов.

Кубанская свита (2500 *м*) развита в бассейне р. Кубани. По стратиграфическому положению под шиджатмазской свитой она отвечает малкинской свите Баксано-Малкинского междуречья. В составе ее выделены (снизу вверх) три толщи: 1—амфиболовых сланцев (1000 *м*); 2—кварц-хлорит-серицитовых сланцев (1000 *м*) и 3 — кварцитов (500 *м*). Нижняя и верхняя толщи близки по составу соответствующим частям разреза малкинской свиты, а средняя толща кубанской свиты в отличие от средней части малкинской свиты сложена не вулканогенными, а осадочными породами. Кварц-хлорит-серицитовые сланцы этой толщи в значительной части являются диафторитами по биотитовым и гранат-биотитовым парагнейсам. В верхней толще, помимо графит-кварцевых сланцев и мраморов, характерных для малкинской свиты, присутствуют пласты кварцитов с терригенным микроклином.

Шиджатмазская свита (от 500 до 1000 *м*) имеет широкое распространение, являясь важным маркирующим горизонтом для сопоставления разобщенных разрезов протерозоя южной подзоны. В северной подзоне свита представлена монотонной толщей слабоизмененных мелкозернистых туффитов. Характерной особенностью толщи является параллельная отсортированная слоистость. В южной подзоне свита установлена по рр. Дауту, Кубани, Малке, Гижгиту и Кестанты. В этих пунктах породы свиты заметно перекристаллизованы и превращены в хлорит-альбитовые и другие зеленые сланцы; близкие к туффитам. В нижней части разреза здесь появляются пластовые залежи порфироидов и порфиритоидов.

Проведенное Ю. Я. Потапенко опытное геохимическое опробование

опорного разреза по р. Малке не выявило характерных горизонтов, пригодных для корреляции метаморфических толщ. Отмечено, что химический состав многих пород хасаутской серии не является показательным для разделения их на первично осадочные и вулканогенные породы.

Чегемская серия развита от р. Кольтюбе (лев. приток р. Кубани) на западе до р. Чегема на востоке. В междуречье рр. Чегема и Малки она отвечает по объему чегемской свите Д. С. Кизельватера (1960), который ошибочно помещал ее под хасаутской. Указанный автор относит к ней и верхнюю часть комплекса метаморфичесих сланцев Кубани. С юга породы Чегемской серии по разлому контактируют со среднепалеозойскими отложениями Передового хребта.

И. Г. Кузнецов (1947) впервые расчленил ее на две свиты (сверху вниз): 2—кварцево-слюдяные сланцы с пачками амфиболитов и 1—гнейсы с мраморами.

Л. А. Варданянц (1960) настаивал на палеозойском возрасте всей осадочной толки бассейна р. Хасаут; наблюдения Ю. Я. Потапенко (1961) решительно опровергают это заключение. Более древний возраст хасаутской серии установлен Ю. Я. Потапенко на основании изучения: 1—внутриформационных конгломератов; 2—ассиметричных складок; 3—картирования периклинального замыкания брахиантиклинальной складки в верховьях р. Малки, 4—сопоставлением разрезов хасаутской серии, обнаженных к северу и к югу от массива малкинских гранитоидов.

Для чегемской серии характерна крупная слоистость параллельного типа, выраженная чередованием пород различного состава. Преобладают мелкозернистые кристаллические слюдяные сланцы и гнейсы, вмещающие местами пачки кварцитов. На больших площадях регионально метаморфизованные породы переработаны наложенными процессами натриевого метасоматоза, приведшего к нивелировке различий в первичном составе. В связи с этим более дробное расчленение серии представляет сложную задачу.

Интересно отметить, что несмотря на интенсивную альбитизацию сланцев чегемской серии, фигуративные точки их химических составов размещяются, по Ю. Я. Потапенко, на сечениях тетраэдра П. Ниггли в поле глинистых сланцев. В то же время многие разновидности парасланцев хасаутской серии, не несущие каких-либо признаков фельдшпатизации, попадают в поле изверженных пород, что объясняется значительной примесью вулканогенного материала.

Чегемская серия имеет довольно широкое развитие в долине р. Баксан, где она хорошо изучена Г. М. Заридзе и др. (1958). Отмечается быстрая смена состава и структуры пород, как по падению, так и по простиранию. Переход одних пород в другие в одних случаях постепенный, в других же резкий, что указывает, по их мнению, на интенсивность процесса метасоматоза в определенных границах.

В. А. Снежко, И. И. Греков и С. П. Момот (1968) расчленяют кристаллические сланцы верховьев р. Баксан на 5 толщ (сверху вниз):

5. Мусковит-кварцевые сланцы с маломощными прослоями серицит-кварцевых сланцев. Мощность свыше 800 *м*.

4. Хлорит-мусковитовые гнейсы с редкими прослоями хлорит-биотитовых гнейсов; линзы мраморов . . . . . 200 *м*.

3. Хлорит-мусковит-кварцевые и биотит-кварцевые сланцы . . . . . 800—850 *м*.

2. Андалузит-биотитовые сланцы с прослоями биотитовых сланцев . . . . . 1250 *м*.

1. Микроклинизированные гнейсы с маломощными прослоями биотитовых гнейсов. Мощность свыше 350 *м*.

Между толщами 3—4 и 4—5 констатированы пластовые интрузивные тела амфиболитов мощностью до 300 *м*. Приведенный разрез сходен с разрезом Макерской свиты на западе (бассейны рр. Малая Лаба—Теберда).

Мощность чегемской серии по левобережью р. Баксан достигает 3500 *м*; Г. М. Заридзе здесь в общем выделяются четыре типа сланцев: темно-зеленые хлоритовые, актинолит-хлоритовые, эпидот-хлоритовые и чередующиеся с ними светлые слюдяные и мусковит-кварцитовые сланцы.

По степени метаморфизма породы этой серии относятся к хлоритовым и актинолитовым образованиям фации зеленых сланцев. Петрографический и химический состав сланцев свидетельствует о происхождении их из терригенных и частью глинисто-известковистых осадочных пород, но существенную роль в этом районе играли также основные магматические породы типа габбро-диабаз-порфиритов, а также возможно ультраосновные породы, характерные для геосинклинальных образований, хотя реликтовые структуры этих пород нигде не сохранились.

Широко развитый процесс альбитизации всюду сопровождается выпадением большого количества крупных (до гигантских) зерен апатита, что является, по автору, результатом химического взаимодействия освобождавшегося при процессах альбитизации кальция с привнесенными элементами—хлором и фосфором.

В метаморфических докембрийских толщах Северного Кавказа широко развиты характерные порфиробластовые сланцы, имеющие различный минеральный состав. В них постоянно присутствуют порфиробласты альбита, образование которых связано с регионально проявившимся процессом натриевого метасоматоза.

Подобные порфиробласты метасоматического альбита Ю. Я. Потапов (1968) констатировал также в вулканогенных породах Кизилкольской свиты среднего девона поэтому возраст метасоматоза являлся дискуссионным. Разбирая этот вопрос, указанный автор приходит к выводу о наличии единого процесса метасоматоза, имеющего среднепалеозойский возраст.

В бассейне р. Баксан к верхам чегемской серии следует отнести так называемую аманчатскую свиту, выделенную Д. С. Кизевальтером и неправильно отнесенную им к нижнему палеозою. Представлена она кварц-хлорит-серицит-слюдяными и кварц-роговообманковыми сланцами, иногда с альбитом, гранатом и турмалином. Материнскими породами для них являлись терригенные породы, основные эффузивы и их туфы и жильные образования. По ущелью р. Кестанты—аманчатская свита трансгрессивно перекрывается породами кестантинской свиты, которая, вероятно, является стратиграфическим аналогом урлешской свиты (нижний (?) кембрий) бассейна р. Малки.

По правобережью р. Баксан сланцы Аманчатской свиты (и Чегемской серии) являются существенной частью широко развитой здесь свиты мигматитов. Последние образованы в результате проникновения палеозойских гранитных инъекций вдоль сланцеватости материнских сланцев.

Перекрывается чегемская серия в бассейне р. Малки трансгрессивно и несогласно кембрийскими отложениями (урлешской свитой).

В целом породы хасаутской и чегемской серий образуют единый комплекс осадков и должны иметь близкий возраст; последний определяется как протерозойский по их стратиграфическому положению.

Однако Ю. Я. Потапенко (1968) полагает, что вопрос о том, является ли древний метаморфический комплекс Северного Кавказа ри-

фейским или же он включает наряду с рифеем частично и ранний палеозой, следует считать открытым. Интересно указать, что в верхах хасаутской толщи, по р. Хасаут (левый приток р. Малки) в менее метаморфизованных сланцах впервые обнаружена микроскопическая водоросль из рода *Pterospermopsis* W. Wetzel, наиболее ранние находки которой известны из синийских отложений северо-восточного Китая и Восточной Сибири (Б. В. Тимофеев, 1962). Местами возраст кристаллических сланцев не удается уточнить и тогда они относятся к нерасчлененному протерозою, как, например, комплекс кристаллических сланцев в ядре Блыбской антиклинали (в зоне Передового хребта). Здесь выделены балканская и армовская свиты (Ю. Я. Потапенко, 1968).

Выполненный Ю. Я. Потапенко формационный анализ отложений хасаутской и чегемской серий показал следующие результаты. Протерозойская формация представляет собой типичный геосинклинальный комплекс осадков. В нем выделены формации: терригенная, вулканогенно-терригенная, карбонатно-терригенная, туфогенный флиш. Нижняя терригенная формация имеет черты сходства с аспидными геосинклинальными формациями (в понимании Н. Б. Вассоевича). В составе вулканогенно-терригенной формации выделяются три цикла осадконакопления; каждый из них начинается эффузивными и пирокластическими породами (спилитокератофирового ряда) и завершается глинистыми осадками.

Для карбонатно-терригенной формации характерен парагенезис, представляющий фациальный ряд: глинистый сланец—глинистый (алевритистый) известняк—известняк.

Формация туфогенного флиша характеризуется ритмичной (отсортированной) слоистостью. Ритмы трансгрессивного типа, сложенные различными по зернистости породами близкого состава: туффит псаммитовый—туффит алевритовый—туффит пелитовый. Стратификация формации имеет не фациальную, а седиментационную природу.

Выявление туфогенного флиша представляет большой интерес; как известно, флишевые толщи характерны для предорогенных стадий развития геосинклиналей.

В целом формации протерозоя составляют один крупный протерозойский геосинклинальный цикл, который завершился молассами раннего кембрия. Формационный ряд близок к классическим формационным рядам палеозойских эвгеосинклиналей. Наиболее существенные отличия заключаются в отсутствии типичных аспидной и собственно вулканической формаций, что, видимо, обусловлено отсутствием резких тектонических движений.

В заключение необходимо указать, что с точки зрения осадочно-метаморфогенного происхождения полезных ископаемых некоторый интерес представляют рутилсодержащие сланцы хасаутской серии.

С вулканогенными породами хасаутской серии обнаруживают тесную связь плагиогранит-порфиры р. Хасаута. Отмечен известный антагонизм в пространственном проявлении магматических и метасоматических процессов: если интрузивные тела размещены в хасаутской серии, то в чегемской широко развиты метасоматические образования (Ю. Я. Потапенко, 1967). Указанным автором выделены на р. Кубани своеобразные гнейсовидные граниты, являющиеся продуктом метаморфизма гипабиссальных пород типа калиевых гранит-порфиров. Условно к протерозою отнесены небольшие тела плагиогранитов р. Даута, содержащие кварц с обильными включениями рутила. Подобный кварц присутствует в верхнедевонских песчаниках Передового и Главного

хребтов. В целом для протерозоя характерно отсутствие гипербазитов и гранитообразования.

Протерозойские интрузии имели, видимо, преимущественно субвулканический характер; образуют пластовые или штокообразные тела, сложенные плагиогранит-порфирами, диабазами и диабазовыми порфиритами.

Протерозойские хасаутская и чегемская серии не имеют достоверных аналогов на территории Кавказа. Некоторые черты сходства можно наметить между чегемской серией и кристаллическими сланцами Блыбской антиклинали Передового хребта и макерской свитой Главного хребта.

На северном склоне Большого Кавказа они слагают мощную (свыше 2000 *м*) толщу, содержащую рассланцованные диориты и габбро-диориты.

К концу цикла эти породы испытали интенсивную складчатость, сопровождавшуюся внедрением сперва габбро-перидотитов и затем гранитов. С. С. Чихелидзе (1948) полагает, что образования второго цикла являются лишь более метаморфизованными породами нижнего палеозоя.

В изолированном Дзирульском массиве кристаллические сланцы еще не расчленены. Здесь докембрий представлен гнейсовидными гранитами и кварцевыми диоритами, гнейсами, слюдяными сланцами, кварцито-графитовыми, роговообманковыми сланцами, амфиболитами, кварцитами и филлитами, залегающими островками среди более молодых интрузивных пород (каледонских и др.). Возраст сланцев определяется условно, по отношению их к фаунистически охарактеризованным (археоциаты) метаморфическим сланцам кембрия.

Большой интерес представляют докембрийские образования западной части Большого Кавказа в зоне его погружения.

В бассейне р. Белой докембрий представлен кристаллическими сланцами, образовавшимися за счет глубокого изменения глинистых сланцев, песчаников и, возможно, мергелей. Они часто прорваны многочисленными дайками порфиритов, диабазовых порфиритов, неправильными телами диоритов и сиенитов, местами на 60—80% замещающих толщу сланцев (В. А. Мельников, 1954).

Указанные сланцы прошли, видимо, две наиболее вероятных фазы метаморфизма: 1—фазу регионального метаморфизма (с образованием стресс-минералов) и 2—наложенную фазу контактового метаморфизма (не всюду одинаково проявленную) с образованием роговиков, незначительными скарнированием и новообразованием амфиболовых минералов, граната, плагиоклаза и др.

Кристаллические сланцы там пока не расчленены; среди них можно только выделить следующие чисто петрографические разновидности: 1—кварцито-слюдяные сланцы, 2—кварцито-амфиболовые, 3—кварциты и 4—амфиболиты, гипербазиты и другие глубоко измененные интрузивные образования. Разновидности связаны между собою постепенными, а также резкими переходами, в соответствии с положением вышеуказанных древних, ныне метаморфизованных интрузивных пород.

Мощность кристаллических сланцев не поддается учету; видимая—около 1500 *м*. В междуречье рр. Лабы и Белой выделены два разновозрастных типа кристаллических сланцев: 1—образовавшиеся за счет осадочных пород и 2—обусловленные глубоким изменением кислых интрузивных образований. Сланцы первого типа отнесены к докембрию, а второго типа—к нижнему палеозою.

Степень метаморфизма при определении возраста кристаллических сланцев в условиях северо-западного Кавказа не может принимать-

ся в расчет; более надежными являются другие факторы: анализ тектоники, вулканизма и палеогеографии.

Предположение Г. М. Ефремова (1946) о нижнепалеозойском возрасте всех кристаллических сланцев Большого Кавказа обосновывается им прорывом гнейсовидными гранитами метаморфических сланцев нижнего палеозоя в верховьях р. Блыби. В. А. Мельников (1954) оспаривает этот факт, указывая, что гнейсовидные граниты там зажаты между двумя сбросами в метаморфических сланцах и каких-либо следов прорыва не наблюдается. При этом им констатировано также значительное несовпадение осей складчатых структур в гнейсовидных гранитах и в метаморфических сланцах, что позволяет наметить перерыв между гнейсовидными гранитами и метаморфическими сланцами.

Ширина полосы докембрийских кристаллических сланцев с подчиненными им древними гранитоидами достигает 30 *км*.

Амфиболиты и некоторые роговообманковые сланцы (пачки от метров до десятков и сотен метров) следует рассматривать как ортоамфиболиты—метаморфизованные эффузивы и вулканогенные образования, синхроничные вмещающим их парасланцам. В ледниковой области в верховьях рр. Большой и Малый Зеленчук и Большой Лабы обособляется толща амфиболитов мощностью до 1000 *м*.

На южном склоне Главного хребта в пределах Абхазии протерозой представлен мощной (свыше 3000 *м*) свитой биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов. Комплекс нередко прорван и местами инъецирован разновозрастными магматическими породами, почему претерпел наряду с глубоким региональным также и существенный контактовый метаморфизм.

В Сванетии, в бассейнах рр. Долры и Твибери, развиты преимущественно породы зеленосланцевой фации (хлоритовые, мусковит-хлоритовые, двуслюдяные, биотитовые и другие сланцы), которые ассоциируют с маломощными пачками амфиболитов и сланцев, содержащих такие высокотемпературные минералы, как андалузит, кордиерит, гранат и силлиманит (О. Д. Хуцишвили, 1967).

Далее к юго-востоку в пределах Азербайджана, на южном склоне Главного хребта, выходы древних кристаллических пород отмечены Э. Ш. Шихалибейли (1956) в верховьях р. Кайнар-чай, у сел. Шин на р. Шин-чай и в Филифлинском овраге, где ими сложены глыбы—валуны конгломератов лузитана, киммериджа и в основании трансгрессивной серии валанжина. Представлены эти породы гранулитами, гнейсосланцами и двуслюдяными гнейсами.

Слои, переходные к нижнему палеозою, известны в области Главного хребта, в бассейне р. Ардона и на Малом Кавказе—в пределах Арзаканского и других массивов (см. геолог. карту, рис. 1).

Породы эти менее метаморфизованы; наиболее полный разрез их констатирован в Армении (район сс. Мисхана—Арзакан). Вскрыты они также бурением южнее Еревана (на глубине 500 *м* под эоценом) и на Северном Кавказе (Надзорная, Нагутская и др. скважины, на глубинах 935—2100 *м*, под юрой или нижним мелом). Здесь древний метаморфический комплекс залегает вообще неглубоко, о чем также свидетельствует большое количество ксенолитов их в гипабиссальных интрузиях Пятигорья.

Древнейшие интрузивные породы Большого Кавказа представлены ортосланцами, подразделяющимися на две группы. К первой принадлежат сильно измененные, огнейсованные разности (ортогнейсы, рассланцованные диориты), ко второй—более молодые, сохранившие свой нормальный облик породы. В той и другой группе представлены как кислые, так и основные и ультраосновные разности, т. е. полная

серия дифференциатов (И. Г. Кузнецов, 1947). Первую группу пород условно относят к концу архея, вторую—к концу протерозоя.

Опубликованные Г. Д. Афанасьевым (1958) цифры абсолютного возраста интрузивных пород Северного Кавказа хорошо сходятся с геологическими данными.

Наиболее ранними магматическими проявлениями надо считать амфиболиты и некоторые роговообманковые сланцы в толще гнейсов Главного хребта. Они образуют здесь пачки мощностью от нескольких десятков и сотен метров и представляют собой метаморфизованные образования, синхроничные вмещающим их парасланцам.

В бассейне верховья р. Малки развиты протерозойские интрузии субвулканического типа, представленные пластовыми или штокообразными телами плагиогранит-порфиров, диабазов и диабазовых порфиритов. Последние слагают и секущие дайки.

Метаморфизованные кислые эффузивы не имеют резких отличий от вмещающих пород и наличие их не может считаться установленным.

На территории Малого Кавказа древнейшими породами являются метаморфические сланцы, обнажающиеся в немногих пунктах из-под вулканогенных отложений юры, верхнего мела и палеогена. Наибольшие площади (до 30 *км*^{2}) они слагают в Мисханском и Мегринском районах Армении. В других пунктах Малого Кавказа выходы их достигают 2—3 *км*^{2}, а местами—всего сотен квадратных метров (тектонические клинья).

К юго-западу от Еревана в опорной скважине (сел. Тазагюх) метаморфические сланцы были встречены на небольшой глубине непосредственно под отложениями эоцена (Енгиджинское поднятие)

Всюду метаморфические сланцы представлены разнообразными слюдяно-кварцевыми и кварцево-слюдяными разностями за исключением выхода у сел. Ковлар. Здесь констатированы (В. Е. Пахомов, 1937) плотные, местами интенсивно дислоцированные (плитчатые) или перебитые в брекчию, тонкополосчатые кремнистые сланцы, пронизанные трещинами, выполненными халцедоном и кварцем. Видимая мощность около 200 *м*.

В восточной части Сомхетско-Ганджинской тектонической зоны метаморфические сланцы приурочены к Локскому (Джандарскому) и Храмскому древним гранитоидным массивам.

На Локском массиве они слагают мощную свиту, а на Храмском—встречаются в виде останцев (ксенолитов) в кварцево-диоритовых гнейсах.

Метаморфическая свита Локского массива по петрографическому составу разнообразна. Здесь различаются графитовые, хлоритовые, мусковитовые, двуслюдяные, биотитовые и андалузитовые сланцы, амфиболиты, мраморы, кварциты и гнейсы. Местами наблюдаются темные (серые с шелковистым блеском до темного угольно-черного)—благодаря рассеянному в них графитовому веществу—кварцито-графито-слюдяные сланцы. В низах свиты встречаются слюдяно-графито-гранатовые разности.

Кроме указанных сланцев, в метаморфической свите встречаются в той или иной степени метаморфизованные магматические породы, среди которых наблюдаются габброиды, диориты, диабазы и порфириты; их сланцеватость совпадает со сланцеватостью пород всей свиты. Реже встречаются небольшие тела, секущие метаморфизованные диорит-порфириты.

С метаморфической свитой связаны также пластовые дайки основных магматических пород габбро-диабаз-порфиритового типа, пересекающиеся гранитоидами. Образовались они, по-видимому, в результа-

те эффузивной деятельности основной магмы во время осадконакопления геосинклинальной свиты.

Материнскими породами сланцев, наряду с осадочными, являются также породы габбро-диабаз-порфиритового состава. Метаморфизм сланцев связан с каледонской и герцинской орогеническими фазами.

В Шамшадинском районе Армении, в верховье р. Ахум (Гасан-су) обнажаются характерные кварцево-слюдяные сланцы с большим количеством линз кварца.

Интересно отметить, что эти сланцы весьма сходны со сланцами нижней толщи Безингиевской свиты (нижний докембрий) северного склона Большого Кавказа; в обоих районах представлены кварц-серицитовыми и серицит-хлоритовыми сланцами с линзовидными выделениями кварца.

Подобные метаморфические сланцы обнажаются далее к востоку от Шамшадина, в верховьях р. Асрик-чай и в среднем течении р. Ахынджа-чай, где впервые открыты П. С. Бернштейном (1935). Там они некоторыми исследователями относятся к нижнему палеозою.

В толще метаморфических сланцев района сел. Арзакан (наиболее изученном) нами (1959) были выделены следующие разновидности пород: кварцитовые, эпидотово-кварцевые, слюдяно-кварцевые, хлоритовые, эпидотово-роговообманковые, роговообманковые и известковые сланцы, амфиболиты, гнейсы, мраморы, а также мраморизованные известняки. Мраморы и известняки изредка доломитизированы. Многие разновидности сланцев соединяются между собой промежуточными разностями. Видимая мощность толщи 3—5 *км*. Наибольшее развитие имеют слюдяно-кварцевые и роговообманковые сланцы, амфиболиты и мраморы.

Следует подчеркнуть, что здесь среди кварцево-слюдяных сланцев нигде не констатированы специфические минералы глубокой зоны метаморфизма, как, например, силлиманит, андалузит, дистен, кордиерит и др. Толща расчленяется на ряд свит, нижняя из которых (разнообразные слюдяные сланцы, интенсивно мигматизированные) отнесена по аналогии с разрезом Дзирульского массива к верхнему протерозою—нижнему кембрию (Р. А. Аракелян, 1957, 1959). Подробнее эти свиты охарактеризованы ниже, при описании разреза нижнего палеозоя. Возраст метаморфизма этих пород, по данным определений абсолютного возраста, оказался юрским, что является мало вероятным.

Меньшая степень метаморфизма древних сланцев Арзаканского (и Мисханского) района Армении по отношению к таковым Большого Кавказа, а также Локского и Храмского массивов объясняется тем, что указанный район представлял собою срединный массив, не погружавшийся со времени нижнего палеозоя. Арзаканский массив метаморфических сланцев погрузился лишь в верхнемеловое время, а Ахумский, Локский и Храмский—в начале лейаса; поэтому степень метаморфизма (регионального) сланцев северной зоны (Сомхетско-Ганджинской) несколько выше таковой южной зоны.

В. Г. Агамалян (1968) полагает, что пятнистые сланцы Арзаканского кристаллического массива претерпели не менее двух этапов регионального метаморфизма, первый из которых имел прогрессивный характер и достиг фации альмандиновых амфиболитов, а второй—регрессивный—фации зеленых сланцев с абсолютным возрастом 159—171 млн. лет (раннеальпийский). Первый этап метаморфизма отделен от второго значительным промежутком времени, в течение которого этот массив испытал, по указанному автору, поднятие, эрозию, вновь погружение и повторный метаморфизм. Против такой концепции сви-

детельствует распределение фаций палеозойских и мезо-кайнозойских осадочных образований окружающих массив районов (см. ниже—историю геологического развития области).

На крайнем юго-востоке Армении породы докембрия—нижнего палеозоя обнажаются по левобережью р. Аракс (район сс. Нювады и Алидара), а также в районе сел. Шишкерт—вдоль Хуступ-Гиратахского надвига. Представлены они толщей метаморфических сланцев и порфиритов с подчиненными пачками и линзами известняков. Породы интенсивно дислоцированы и прорваны интрузиями диоритов и габбродиоритов, также подвергшихся рассланцеванию. Широко развиты роговообманковые, слюдяно-кварцитовые и кварцитовые сланцы, а также кварц-полевошпатовые роговики и амфиболиты.

На основании данных химических анализов различных типов сланцев и результатов микроскопических исследований установлено, что сланцы произошли из различных осадочных пород; гнейсы—из кислых интрузивов, а амфиболиты из габбро в результате регионального метаморфизма, на который впоследствии местами наложился контактовый метаморфизм, обусловленный нижнепалеозойскими интрузиями.

В некоторых районах Армении выходы метаморфических сланцев протерозоя—нижнего палеозоя находятся в сложных тектонических условиях (верховье р. Гергер, Степанаванский район; верховье р. Ахурян, Гукасянский район; район сел. Шишкая, северо-восточное побережье оз. Севан; верховье р. Шамхор-чай, Азербайджан; район сел. Татев, Зангезур и др.). Местами они слагают участки с мелкочешуйчатым строением, почему их считают в возрастном отношении синхроничными с вмещающими осадочными породами, принимая за продукт метаморфизма последних. Наиболее показательным в этом отношении является верховье р. Гергер (Степанаванский район), где типичные высокометаморфизованные сланцы (хлорит-серицитовые сланцы с гранатом) с характерной очковой текстурой (кианит-роговообманковые сланцы, эпидот-актинолитовые сланцы и др.) слагают чешуи (мощность 6—10 *м*), чередующиеся с неизмененными песчанистыми известняками нижнего мела. Поэтому сланцам был приписан тот же возраст, считая их образовавшимися за счет туфов и песчано-мергелистых осадков, но такой избирательный метасоматоз является мало вероятным.

В области развития кристаллических и метаморфических сланцев при шлиховом опробовании обнаружено присутствие во многих пунктах редких минералов (шеелита, монацита и др.), золота и др.

В заключение следует отметить, что подобные вышеописанным кристаллические породы докембрия вскрыты глубокими скважинами в южной части Ставропольского поднятия (в 10 *км* к ЮЗ от Невинномысска), а также в районе Курской магнитной аномалии, Волгограда и Ростова-на-Дону (Варданянц Л. А., Дубинский А. Я., Маценко Н. А., 1963).

По Л. А. Варданянцу (1960), гнейсы плато Шаукамны-сырт (верховье правобережья р. Малки) являются аналогами очковых гнейсов архея Русской платформы; с меньшей вероятностью они могут быть сопоставлены с породами той свиты фундамента Русской платформы, которая занимает не вполне определенное положение на грани архея и протерозоя.

2. ПАЛЕОЗОЙ

На Большом Кавказе палеозойские отложения протягиваются по северному склону центральной его части длинной полосой (280 *км*) от р. Белой на западе до р. Чегем на востоке; отдельные изолированные

выходы его известны также и восточнее р. Чегем. Ширина полосы указанных отложений, наибольшая на западе (35 *км* по р. Белой), постепенно сужается,выклиниваясь к востоку от р. Чегем. Далее к востоку изолированный выход нижнего карбона констатирован по правобережью р. Ардон. В пределах указанной полосы известен почти полный комплекс отложений, от кембрия до перми включительно, с общей мощностью около 17 *км*, что говорит о несомненном геосинклинальном характере накопления осадков этого времени. Сопровождался он интенсивными проявлениями вулканизма как в эффузивной, так и интрузивной форме.

Наиболее полный разрез нижнего-среднего палеозоя Большого Кавказа констатируется ныне на западе; к юго-востоку появляются более молодые образования.

Отложения верхнего палеозоя (C_2, C_3, P) развиты по всей зоне довольно равномерно; верхняя же пермь встречена лишь в области погружения зон—по рр. Белой и Лабе. Отложения кембрия, силура, девона и нижнего карбона представлены метаморфизованными породами, а образования среднего и верхнего карбона и перми—морскими осадочными и вулканогенно-осадочными породами.

Перерыв между нижним и средним карбоном, отвечающий времени среднегерцинских движений, является переломным для палеозоя этой части Большого Кавказа. Господствовавший ранее морской режим уступил место, начиная со среднего карбона до конца нижней перми, континентальному режиму, который сменился вновь морским лишь в верхнепермское время.

Совершенно иной цикл осадконакопления протекал в средне и верхнепалеозойское время на южном склоне Главного хребта, в бассейнах верховий рр. Ингура и Цхенис-цкали, где ныне доказывается наличие полного (?) согласного разреза от нижнего карбона до перми включительно. Подобная же картина наблюдается в период накопления палеозойских толщ в Армении; там известен почти полный согласный разрез от среднего девона до среднего триаса включительно, выраженный характерными морскими осадками.

В восточной части южного склона Главного хребта, в Кахетии, констатированы только верхне—(?) палеозойские отложения, выступающие в форме тектонических клиньев среди песчаниково-глинистых образований лейаса. Представлен палеозой здесь плойчатыми сланцами, кварцитами, филлитами, мраморами и кислыми эффузивными покровами (В. Я. Эдилашвили, 1967).

На прилагаемой схематической геологической карте (рис. 1) все палеозойские образования объединены.

КЕМБРИЙ

Отложения кембрия на Большом Кавказе установлены с достоверностью лишь в двух местах: на Дзирульском кристаллическом массиве и в бассейне р. Малки.

В первом районе кембрий представлен свитой филлитов и слюдисто-кварцитовых сланцев, содержащих пачки мраморов, в которых найдены (И. Г. Кузнецов, 1931) *Archaeocyathus sp.* и *Coscinocyathuscaucasicus Vologd.*, характеризующие нижний кембрий.

Толще филлитов подчинены также зеленые сланцы и амфиболиты, диабазы и порфириты.

В бассейне р. Малки кембрийские отложения впервые установлены А. П. Герасимовым (1936); располагаются они трансгрессивно и с угловым несогласием на породах хасаутской серии (поздний протерозой). Впоследствии указанные отложения были выделены под назва-

нием **урлешской свиты** (Д. С. Кизевальтер, 1963); наиболее полный разрез ее наблюдается в долине р. Хасаута, ниже устья руч. Урлеш на 1 *км*. Представлена она красноватыми и реже зелеными песчаниками с тонкими (0,6—3 *см*) прослоями красно-бурых алевролитов. Мощность свиты 1300—1500 *м*. Базальный конгломерат состоит из галек кварца (15%), единичных валунов (до 15—20 *см*) кварцево-гематитовой породы и галек плагиогранит-порфиров, кислых эффузивов и грейзена. Песчаники по составу плагиоклазово-кварцевые, реже кварцевые; калиевый полевой шпат отсутствует. Слоистость по всей толще параллельного типа, тонко-и среднеслоистая (0,1—0,2 до 0,4—0,7—1 *м*). Внутрислоевые текстуры свидетельствуют о прибрежно-морских условиях образования осадков. В искусственных шлихах обнаружена ассоциация тяжелых минералов, характерных для гранитоидов: преобладает циркон, постоянно присутствует магнетит (Ю. Я. Потапенко и С. П. Момот, 1965 и 1966).

Кембрийский возраст свиты устанавливается в основном по стратиграфическому положению ее под верхнесилурийскими отложениями, во внутриформационном конгломерате которых Ю. Я. Потапенко установлены глыбы песчаников и известняков с фауной среднего кембрия. Песчаники из глыб аналогичны кварцевым разностям песчаников урлешской свиты и совершенно чужды хасаутской серии, представленной метаморфизованными вулканогенными и глинистыми осадками геосинклинального типа. Геологическая обстановка в месте нахождения глыб кембрийских известняков достаточно определенно указывает на то, что коренные выходы последних располагались в верхней части или стратиграфически выше урлешской свиты, венчая ее разрез. Трилобитовая фауна среднего кембрия была встречена А. П. Герасимовым в известняке, слагающем изолированную глыбу; среди нее Е. В. Лермонтовой были определены: *Solenopleura radugini Lerm., Koldinia latifrons Lerm., Peronopsis fallax var. crassa Lerm., Acrotreta gerassimovi Lerm,* и др.

Из коллекции, собранной в этом же районе Ю. Я. Потапенко (1967), Н. Е. Чернышевой были определены: *Homagnostus aff. pater (H. et Wgard.), Koldiniela aff. latifrons Lerm., Orloviella caucasica N. Tchern. sp. nov., Orloviella (?) trapezoidalis N. Tchern. sp. nov., Solenopleura raduginiformis N. Tchern. sp. nov., Rina loga N. Tchern. sp. nov., Bonneterrina (?) convexa N. Tchern.*

Этот комплекс трилобитов характерен, по заключению Н. Е. Чернышевой, для верхов среднего кембрия (верхняя часть майского яруса) и наиболее близок салаирскому комплексу, что свидетельствует о несомненном сообщении кавказского морского бассейна с сибирским в конце среднекембрийской эпохи.

Б. В. Тимофеевым в песчаниках свиты обнаружены сине-зеленые водоросли: *Gleocapsamorpha cf. prisca Zal.*, пленка *Laminarites,* микроскопические водоросли родов *Mono-trematum, Trematosphaeridium* и *Protolophosphaeridium.* Весь комплекс растительных осадков свидетельствует, по указанию автора, о доордовикском, скорее всего, кембрийском возрасте вмещающих пород.

Урлешская свита не находит себе аналогов на территории Кавказа. В то же время по парагенезу и составу осадков и стратиграфическому положению она может быть сопоставлена с терригенными отложениями нижнего кембрия многих районов Советского Союза и сопредельных стран.

В заключение следует указать, что урлешская свита с точки зрения осадочно-метаморфогенного происхождения полезных ископаемых является перспективной на обнаружение древних россыпей титано-магнетита.

Вышеохарактеризованная урлешская свита (нижний и средний кембрий) перекрывается со значительным стратиграфическим перерывом (отвечающим по времени верхнему кембрию, ордовику и нижнему силуру), но без видимого углового несогласия верхнесилурийскими отложениями так называемой лахранской свиты.

В западной части Большого Кавказа отложения нижнего палеозоя впервые указывались В. Н. Робинсоном (1932) в районе горного массива Дженту (междуречье рр. Большой и М. Лабы).

Здесь развита мощная (свыше 2500 *м*) толща метаморфизованных осадочно-вулканогенных образований, отнесенная на основании плохой сохранности фауны к нижнему кембрию. Впоследствии на основании другой фауны и по стратиграфическому положению толщи эти были отнесены к нижнему-среднему девону (см. ниже).

В пределах зоны Главного хребта (от правобережья р. Малой Лабы до р. Белой включительно) В. А. Мельников (1951) относит к раннему палеозою свиту метаморфических сланцев, занимающих по отношению к вышеописанной толще несколько более низкое стратиграфическое положение. Эта метаморфическая толща сложена в основании кварцитами, сменяющимися кварцито-биотитовыми сланцами, переходящими в кварцито-хлоритовые сланцы, образовавшиеся за счет туфогенных пород. Выше залегает мощная свита филлитов и филлитовых сланцев. Общая мощность толщи около 1800 *м*; породы ее несут следы контактового воздействия со стороны «гранитов типа Главного хребта» (раннекарбоновых).

Там же, над известняками среднего кембрия, отмечаются горизонты роговообманковых сланцев и амфиболитов, часть которых, видимо, являются ортосланцами.

На южном склоне Главного хребта в пределах Абхазии к раннему кембрию отнесена свита (2000 *м*) кристаллических сланцев (кварцево-слюдяных и др.), а к среднему кембрию—свита (около 1000 *м*) филлитов и кварцитов.

В эти породы включены пластообразные интрузии рассланцованных гранитов и гранодиоритов нижнепалеозойского возраста (типа «Уруштенского комплекса»).

К раннему палеозою должны быть отнесены, по-видимому, три выхода из четырех, так называемых северных серпентинитов,—малкинский, беденский и даховский (белореченский). Шиджатмазский выход (бассейн р. Хасаут, лев. пр. р. Малки), приуроченный к верхнему силуру, должен быть увязан с развитием герцинской геосинклинали.

На Малом Кавказе нижний палеозой представлен совместно с докембрием толщей разнообразных метаморфических сланцев, о чем было указано выше. Наибольшие площади (до 2—3 $км^2$) они слагают в районе сс. Арзакан—Мисхана (Армения). Кроме того, идентичные породы были встречены также в опорной скважине к югу от Еревана (сел. Тазагюх) в пределах Енгиджинского поднятия.

Указанная толща сланцев относилась нами (1948) к кембрию—докембрию; в последующие годы этот метаморфический комплекс Армении подвергся специальному детальному изучению Р. А. Аракеляном (1957), который большую его часть относит к нижнему палеозою (кембрий-ордовик). Упомянутый автор расчленил эту метаморфическую толщу на следующие четыре свиты (снизу вверх):

Арзаканская свита (Pt_2+Cm_1). Различные разновидности кварцево-слюдяных, слюдяных и кварцево-полевошпатово-слюдяных сланцев (парагнейсы), которые интенсивно мигматизированы. Видимая мощность—500 *м*.

Эти породы являются песчаниково-глинистыми осадочными обра-

зованиями, метаморфизованными под действием регионального метаморфизма.

Бжнуялская свита (Cm_1). Глинисто-графитовые и разнообразные хлоритовые сланцы с линзами мраморов и реже доломитов. Мощность—200—400 *м*. Залегает согласно на предыдущей, также является метаморфизованной осадочной свитой, в которой преобладают глинистые породы.

Дзораглухская свита (Cm_2 (?)). Бжнуялская свита через хлорит-роговообманковые сланцы постепенно переходит в мощную толщу амфиболитов и различных роговообманковых сланцев с редкими линзами мраморов. Мощность—800—1000 *м*. Породы этой свиты являются метаморфизованными вулканогенными образованиями, среди которых преобладают основные эффузии и их пирокластические разности.

Агверанская свита (0 (?)). Видимо, является трансгрессивной; представлена слабо метаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями, состоящими из диабазовых порфиритов, их туфов и туфобрекчий с линзами мраморов и роговиков. Мощность—600—800 *м*.

Общая мощность свит достигает 2500—3000 *м*. Породы дзораглухской свиты интрудированы основными и ультраосновными породами, а агверанской свиты—гранитоидами.

Таким образом, стратиграфический объем древнего метаморфического комплекса Армении на данном этапе изучения можно с некоторой степенью условности считать—верхним протерозоем—ордовиком. Но не исключено вероятие, что нижняя свита может отвечать верхнему архею, средние две—протерозою, а верхняя—кембрию, отвечая по времени урлешской свите (Cm_1) Северного Кавказа.

Различного типа гранитоиды, включенные в толщу сланцев Арзаканского района («серые граниты», «кварцевые диориты», а также «гнейсовидные» граниты прежних исследователей), Р. А. Аракелян (1957) считает типичными мигматитами; «гнейсовидная» текстура гранитов не является, по его мнению, признаком их древности, а результатом мигматизации «кристаллических сланцев».

По нашим наблюдениям наиболее древними являются гнейсовидные граниты («мигматиты»), амфиболиты и габбро, которые, видимо, являются древнекаледонскими. Кварцевые диориты Агверанской интрузии являются новокаледонскими, гнейсовидные граниты Локского и Храмского массивов—позднедевонскими, а лейкократовые граниты Мисханского хребта—раннекарбоновыми.

Все выходы метаморфических сланцев Малого Кавказа отчетливо выявляют положение его древнего субстрата, полого погружающегося в юго-восточном направлении. При этом намечаются четыре основных направления (зоны) древних поднятий (антиклиналей (?)): 1—вдоль правобережья долины р. Куры (приурочены к Сомхето-Ганджинской зоне); 2—вдоль северного края Армянской тектонической зоны (тектонические клинья и линзы, приуроченные к офиолитовому поясу Малого Кавказа); 3—срединные массивы центральных частей Армянской тектонической зоны и 4—вдоль долины Аракса (Нахичеванская зона).

СИЛУР

Образования ордовика на территории Кавказа с достоверностью не констатированы.

Отложения силура встречены только на северном склоне Главного хребта, по рр. Малке, Урупу и Большой Лабе.

К ордовику-силуру отнесена толща филлитов с подчиненными прослоями мраморизованных известняков, кварцитов и порфиритов.

Видимая мощность ее достигает 900 *м*; она согласно перекрывается отложениями нижнего и среднего девона.

Фаунистически охарактеризованные отложения верхнего силура встречены лишь в бассейне р. Малки, где они представлены отложениями так называемой Лахранской свиты, подразделяющейся на две подсвиты. Нижняя, выраженная переслаиванием известняков, песчаников и филлитовидных сланцев, включает горизонт внутриформационных конгломератов и линзы кварцевых песчаников. В прослоях известняков А.П. Герасимовым (1916) была собрана многочисленная фауна ортоцератитов, брахиопод, гастропод, пелеципод и трилобитов, характерных для лудловского яруса (определение М. Э. Янишевского). Из новых форм, собранных Ю. Я. Потапенко, следует указать: *Cardiola cornucopie* Goldf., *Crotalocephalus aff. sternbergi* Bocen., *Orthoceras nobile* Barr., *O. taeniole* Barr., *O. indetermine* Barr., *O. fassiolatum* Barr., *O. amligena* Barr., *O. cf. truncatum* Barr., *O. cf. striato-punctatum* Münst., *Cycioceras acinoces* Barr., *Dawsonoceras cf. imbricatum* (Wahl.), определенные З. А. Максимовой и З. Г. Балашовой, Всамых нижних слоях свиты собраны лудловские гастроподы—*Orthonychia cf. subcarinata* Barr., *Platyceras sinistrum* Barr., а также *Cardiola concentrica* Barr., *C. persignata* Barr., *C. coma* Barr. По заключению В. Ф. Куликовой, последние три формы датируют нижнелудловский подъярус и соответствуют буднянским слоям Чехии и скальскому горизонту Подолии.

В филлитовидных сланцах нижней подсвиты, отобранных Ю. Я. Потапенко, Б. В. Тимофеевым встречен комплекс фитопланктонных форм, указывающих на верхний силур: *Symplassosphaeridium, Pterospermopsimorpha, Leiosphaeridium Eisenacki Tim., Tasmanites, Protosonosphaeridium, Trematosphaeridium, Sophosphaeridium, Trachysphaeridium attenuatum* Tim, *Vavosphaeridium, Leiotriletes sp.*, а также олиготрилетные споры *Leioligotriletum minutissium* (Naum.) Tim. и *Trachioligotriletum obsoletum* (Naum.) Tim.

Верхняя подсвита (430 *м*) лахранской свиты сложена филлитовидными сланцами с прослоями кремнистых сланцев. Фауны не обнаружено, возможно отнесение этой подсвиты к нижнему девону, учитывая присутствие в известняках нижней подсвиты форм, переходных к девону.

Выполненный Ю. Я. Потапенко формационный анализ вышеописанных нижнепалеозойских образований показал следующее. В них выделены—красноцветная молассовидная, карбонатно-терригенная и аспидная формации, резко отличающиеся от протерозойских. Эти осадки относятся к новому—герцинскому седиментационному циклу.

В основании разреза палеозоя залегает красноцветная молассовидная формация, отвечающая урлешской свите кембрия. Для нее характерен парагенез: плагиоклазово-кварцевый песчаник—плагиоклазово-кварцевый алевролит. Из верхней части этой формации, по-видимому, происходят песчаники и известняки, встреченные в виде глыб и валунов во внутриформационном конгломерате силура. Породы формации отлагались в компенсированном прогибе в условиях мелководья.

Карбонатно-терригенная формация верхнего силура включает нижнюю подсвиту лахранской свиты. Кверху она сменяется аспидной формацией с парагенезом: глинистый сланец—кремнистая порода. Завершается этот цикл молассами позднего палеозоя. В геотектоническом отношении этот цикл отвечает герцинидам, наиболее полно представленным в зоне Передового хребта. Каледонские молассы на Северном Кавказе неизвестны; не доказаны и, по-видимому, также отсутствуют в

этом регионе и геосинклинальные формации раннего палеозоя. Таким образом, пока нет достаточных оснований для выделения на Северном Кавказе самостоятельного каледонского этапа развития.

Фауна верхнего силура района Малки, отвечающая самым верхним его горизонтам, содержит элементы нижнего девона, что позволяло предполагать отсутствие перерыва между этими системами.

Интрузивная вулканическая деятельность в силуре на Большом Кавказе не проявлялась. На Малом Кавказе с орогенической фазой на границе силура и девона (новокаледонской) можно предположительно связывать образование кварцевых диоритов Агверанской интрузии в Армении.

ДЕВОН

На Большом Кавказе девонские отложения обнажаются на северном склоне Главного хребта, где слагают три прерывистые полосы между рр. Кубань и Большая Лаба. Они входят в длительно формировавшуюся сложную (глыбово-складчатую) тектоническую зону Передового хребта.

Здесь развита мощная метаморфическая толща, которая на всем своем протяжении от р. Маруха до р. Малая Лаба, а также западнее и восточнее является единой в стратиграфическом и петрографическом отношении и принадлежит по возрасту к среднему палеозою. Представлена она мощной серией разнообразных вулканогенных и осадочных пород, образующих типичный ряд геосинклинальных формаций. Внутри этой области намечаются две структурно-фациальные зоны общекавказского направления, граница между которыми проходит примерно по линии г. Карабек—пос. Кировский. Более прогибалась северо-восточная зона, юго-западная зона отставала в опускании либо являлась областью с некомпенсированным прогибанием (Л. А. Белов, С. М. Кропачев, А. Ю. Розанов, 1963).

Наиболее характерный разрез их находится к северо-западу от р. Уруштен, где обнажается мощная (свыше 5000 *м*) толща метаморфизованных образований, расчлененная на три свиты, нижняя и верхняя из которых являются вулканогенно-осадочными. **Нижняя свита** (нижний и средний девон) представлена мощной (около 3 *км*) вулканогенной толщей (порфириты, диабазы, туфы, туфобрекчии, туфосланцы, туфопесчаники, спилиты), среди которых встречаются прослои филлитов, туфосланцев, песчаников и других пород, указывающие на сложные тектонические условия осадконакопления того времени.

Вулканическая деятельность этого периода началась излиянием эффузивов основного и среднего состава, сменившимся затем средними и кислыми. Эта толща содержит линзы вкрапленных и массивных колчеданных руд. Выше согласно залегают метаморфизованные конгломераты и туфы. Извержения были подводные и наземные, о чем свидетельствуют морские и континентальные фации, сменяющие друг друга.

Этот период закончился складкообразованием и общим поднятием всей области северо-западного Кавказа, о чем свидетельствуют гальки гнейсовидных гранитов в перекрывающих описанные толщи отложениях верхнего девона.

Средняя свита (300 *м*; низы верхнего девона) сложена известняками, а **верхняя** (1500 *м*; верхи верхнего девона) является в основном терригенной с локально распространенными прослоями известняков и эффузивов. Представлена филлитами, туфами, конгломератами, порфиритами, кварцево-хлоритовыми и другими сланцами, окварцованными песчаниками.

Разработка стратиграфии палеозойских метаморфических толщ Северного Кавказа сопряжена с большими трудностями прежде всего из-за исключительной скудности встречающихся в них органических остатков. Другой причиной таких затруднений является большое сходство разрезов заведомо разновозрастных образований, которые имеют много общего как по типу слагающих их пород, так и в последовательности напластования.

Почти полное отсутствие маркирующих горизонтов осложняется наличием помимо горизонтов обычных конгломератов, отдельных пачек ложных конгломератов, представляющих в действительности своеобразные будинажные образования.

Эти псевдоконгломераты наблюдались С. С. Кругловым (1959) и др. в бассейне р. Блыби (левый приток р. Большой Лабы) и на левом берегу р. Малки.

В бассейне р. Блыби они приурочены к верхним горизонтам так называемой, нижней метаморфической свиты. В массе рассланцованных кварцевых альбитофиров присутствуют разобщенные друг от друга, более или менее округлые включения, резко отличающиеся от окружающих их пород структурой, текстурой и вещественным составом. Располагаются они в виде отдельных четкообразных (но с разрывом сплошности) горизонтов, строго совпадающих с направлением сланцеватости. Эти включения представлены зеленовато-серыми полнокристаллическими среднезернистыми огнейсованными плагиогранитами, основными минералами которых являются кварц, альбит-олигоклаз и хлорит. Акцессорные минералы представлены апатитом и цирконом, а вторичные—серицитом, хлоритом (по биотиту), эпидотом, кальцитом. Структура породы гиподиоморфнозернистая. Эта порода отвечает таковой из Уруштенского комплекса. Таким образом указанные «конгломераты» являются своеобразными будинажными образованиями, возникшими в результате «развальцевания» мелких плагиогранитных инъекций Уруштенского комплекса в результате динамометаморфизма.

В западной части северного склона Главного хребта метаморфические сланцы среднего палеозоя подразделены (снизу вверх) на дамхурцевскую и лаштракскую свиты (Е. А. Снежко, 1954).

Породы дамхурцевской свиты прослеживаются в верховьях левых притоков р. Большая Лаба—Дамхурц, Мамхурц, Санчаро, Лаштрак. Свита подразделена на пять толщ (И. И. Греков, Ю. А. Потапенко, В. А. Снежко; 1968).

5. Чередование мусковит-кварцевых и биотит-кварцевых (часто с гранатом) парасланцев, содержащих один или два пласта мраморизованных известняков. Мощность толщи до 150 *м*.

4. Конгломераты; размер галек до 15 *см*., в среднем 3—5 *см*. Преобладают гальки метморфизованных вулканогенных пород кислого состава (микрогнейсов), в подчиненном количестве встречаются гальки плагиогранитогнейсов и эпидозитов. Конгломераты развиты преимущественно в верховьях рр. Мамхурц и Дамхурц, где мощность их достигает 200—300 *м*; в южном направлении она резко сокращается (5—10 *м*), выклиниваясь восточнее р. Мамхурц.

3. Биотит-кварцевые сланцы и мраморизованные известняки. Сланцы содержат окатанный циркон и несомненно образовались за счет осадочных пород типа алевролитов. Мощность толщи 50—80 *м*.

2. Амфиболиты (преобладают) и частью амфиболитовые гнейсы. Мощность около 250 *м*.

1. Микрогнейсы и амфиболиты с маломощными (0,2—0,5 *м*) прослоями кварц-биотитовых парасланцев. Мощность толщи 150—200 м.

Дамхурцевская свита согласно перекрывается лаштракской свитой, развитой преимущественно в верховьях р. Лаштрак.

Представлена монотонной толщей мелкозернистых гранат-кварц-слюдяных сланцев с маломощными прослоями микрогнейсов. Мощность около 200 *м*.

Дамхурцевская свита в целом отвечает по указанным авторам, средне-верхнедевонским, а лаштракская свита—нижнекаменноугольным отложениям Передового хребта.

Среднепалеозойские метаморфические сланцы и амфиболиты развиты также на южном склоне северо-западной части Главного хребта, в пределах Абхазии, в истоках рек Лашипсе, Санчаро, Лаштрак и левых притоков р. Бавю (Т. Г. Чхотуа, Г. Д. Думбадзе, Ш. А. Адамия; 1968).

Среди метаморфических сланцев различаются хлоритовые, слюдяно-хлоритовые, слюдяно-хлорит-гранатовые, мусковит-ставролит-гранатовые и слюдяно-кианитовые разности; изредка встречаются линзы и прослои мраморов и полевошпатовых амфиболитов. Степень метаморфизма комплекса отвечает зеленосланцевой и амфиболитовой фациям регионального метаморфизма.

Среди амфиболитового комплекса выделяются мономинералы и полевошпатовые амфиболиты, сланцеватые (гнейсовидные) диориты, кварцевые диориты и плагиограниты. Последние являются конечными членами ряда: амфиболит-диорит-плагиогранит. Формирование комплекса обусловлено процессами регионального метаморфизма и метасоматизма (?).

Метаморфические сланцы слагают ряд сильно сжатых и опрокинутых на юг близширотных, изоклинальных складок, которые по Главному надвигу налегают на породы лейаса.

Возраст верхней части сланцев определяется указанными авторами по некоторым геологическим данным как среднепалеозойский.

Совершенно другими, резко отличными от северного склона, были условия накопления девонских осадков на южном склоне Главного хребта. Здесь, в бассейне р. Ингури, констатирована мощная (3—3,5 *км*) толща в различной степени метаморфизованных пород, среди которых ведущую роль играют нормально-терригенные отложения, представленные глинистыми филлитизированными сланцами, филлитами и разнозернистыми рассланцованными песчаниками. В резко подчиненном количестве в серии присутствуют более крупнообломочные разности пород, а также карбонатные отложения в виде маломощных линз и прослоев мраморизованных известняков и мраморов, приуроченных к разным ее горизонтам.

В низах серии присутствуют метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования—туфы, туфопесчаники и туфобрекчии порфиритового и альбитофирового состава. Значительную часть низов разреза составляют сильно ороговикованные породы, развитые вблизи интрузивных тел различного состава (см. ниже).

В возрастном отношении толща отвечает интервалу средний девон-триас (?) (О. Д. Хуцишвили, 1967), чем сходна с такого же возраста геосинклинальной толщей южной Армении; в последней, однако, преобладают карбонатные фации.

Среди интрузий девонского времени различают интрузии, сопровождавшие девонский эффузивный магматизм, и интрузии предорогенной стадии развития герцинской геосинклинали. К первым относятся субвулканические и гипабиссальные образования, а ко вторым—абиссальные—от ультраосновных до кислых.

Комплекс гипабиссальных пород приурочен к толще филлитовидных сланцев (бахмуткинская серия) среднего девона (М. Х. Срабонян, 1965). Представлен андезитовыми порфиритами, фельзитами и гранит-порфирами, в различной степени рассланцованными. Слагают небольшие обычно пластообразные залежи (до 200—300 *м*) в бассейне р. Уруп и у сел. Ниж. Теберда.

Андезитовые порфириты по составу порфировых вкрапленников разделяются на плагиоклазовые (преобладают) и роговообманково-плагиоклазовые, связанные друг с другом постепенными переходами. Гранит-порфиры и фельзиты слагают как пластообразные, так и линзообразные тела, рассланцованные вместе с вмещающими породами.

С указанной орогенической фазой на границе среднего и верхнего девона связывается внедрение интрузивных пород так называемого уруштенского магматического комплекса.

Породы этого комплекса прорывают осадочно-вулканогенные образования хребта Дженту, считавшиеся кембрийскими; но для последних также доказывается девонский возраст. Кроме того, определения абсолютного возраста интрузивных пород комплекса показали цифры от 320 до 375 млн. лет, что также отвечает девону. Таким образом, интрузивная магматическая деятельность нижнепалеозойского времени для Б. Кавказа пока не доказана.

По Ю. Я. Потапенко, наличие самостоятельного каледонского геосинклинального этапа развития маловероятно. Поэтому сомнительно присутствие соответствующих этапу интрузий раннепалеозойского возраста. Для интрузивных пород комплекса одинакового петрографического состава характерно наличие массивных и огнейсованных разностей.

В пределах северо-западной части Б. Кавказа породы уруштенского комплекса выступают в виде двух неправильных полос: 1—по северному склону Главного хребта и 2—вдоль южного склона Передового хребта.

К этому же комплексу принадлежат граниты Бескеса и Мощевой и массивы гнейсовидных гранитов к югу от оз. Кардывач и к северу от сел. Псху. На юге, к востоку от р. Мзымты, можно предполагать наличие кристаллического фундамента, сложенного породами уруштенского комплекса. Кроме того, они проявляются и в некоторых других изолированных участках.

Уруштенский комплекс (Блыбский—по Г. М. Ефремову), установленный Г. Д. Афанасьевым (1950), представлен следующими последовательными интрузиями: 1—амфиболитов (за счет габброидов), 2—гипербазитов, 3—гнейсовидных плагиогранитов, 4—лейкократовых альбит-эпидотовых гнейсовидных гранитов, 5—мелких интрузий типа аляскитов (натриевых), 6—жильных пегматитов аплитовой серии. С последними (аплитовыми) членами комплекса связывают явления натрового метамоматоза, ведущие к гранитизации вмещающих пород докембрия и нижнего палеозоя с превращением их в альбит-эпидотовые и альбит-мусковитовые гнейсы и кристаллические сланцы.

В основном же уруштенский комплекс образует одну громадную интрузию гнейсовидных гранитов, сопровождающихся аплитами и пегматитами.

Гнейсовидные граниты представляют собой метаморфизованные двуслюдяные граниты, иногда содержащие гранат. Местами среди них выделяются кварцевые диориты (тоналиты), которые, по мнению одних исследователей, являются фациальной разновидностью гнейсовидных гранитов, а по данным других—принадлежат особой фазе интру-

зии. По р. Малой Лабе гнейсовидные граниты прорваны интрузией кварцевого диорита.

Аплиты и пегматиты слагают жилы небольшой мощности, пересекающие уруштенский комплекс пород в различных направлениях.

В металлогении Кавказа гнейсовидные граниты роли не играют, так как кровля их польностью размыта, а вместе с ней смыты и все размещавшиеся в ней месторождения полезных ископаемых.

К этому же возрасту должны быть отнесены бывшие ранее спорными в возрастном отношении довольно крупные тела серпентинитов, прорываемых кварцевыми диоритами, широко развитых в бассейнах рр. Уруштена, М. Лабы, Б. Лабы, Блыба и Маркопиджа. Дайка серпентинитов была обнаружена В. Н. Робинсоном (1954) в нижне (?) девонских породах хр. Дженту; раньше они относились к среднему кембрию. Кварцевые диориты, прорывая серпентиниты, оказывают на них весьма отчетливое контактовое воздействие, с образованием слюдяных оторочек. Магма, давшая кварцевые диориты, была гранитовой и вследствие поглощения материала серпентинитов приобрела кварцдиоритовый характер. Об этом говорит наличие аплитов и пегматитов, связанных с кварцевыми диоритами. Поэтому естественно допустить одновозрастность последних с гранитами Главного хребта (раннекарбоновыми).

Существовало мнение, что гипербазиты (серпентиниты) формируются в процессе преобладания нисходящих движений геосинклинали, образуя пластовые залежи, участвующие в складчатости. Кроме того, чрезвычайная редкость апофиз у гипербазитов (серпентинитов), отсутствие экзоконтактов у пластовых тел, постоянство стратиграфического положения указывают (по мнению некоторых исследователей) на якобы силловый и эффузивный характер их происхождения. На примере Кавказа это правило не оправдывается, так как имеется много примеров, когда гипербазиты слагают различные явно секущие тела.

В северо-западной части Главного хребта (от р. Санчаро до оз. Дамхорс) развит комплекс среднепалеозойских интрузивных пород (преобладают огнейсованные диориты), ранее описывавшиеся под названием «толща амфиболитов». Термин этот в данном случае собирательный и условный; в действительности, это сложный комплекс пород, состоящий из амфиболитов, огнейсованных диоритов, свежих габбро-диоритов, сиенитов, гранодиоритов и гранитов типа Главного хребта (раннекарбоновых). Все эти породы тесно перемежаются, пространственно связаны друг с другом, причем для всех их, кроме собственно амфиболитов, наблюдается определенный порядок внедрения—от основных к средним и кислым. Амфиболиты же (ортоамфиболиты), вероятно, произошли за счет метаморфизма нижнедевонских вулканогенных пород основного и среднего состава. Амфиболитизация произошла, видимо, значительно позже, в конце палеозоя или даже в мезозое, так как в гальках верхней свиты нижней перми амфиболиты отсутствуют.

На южном склоне Главного хребта в пределах Абхазии в толщу кристаллических сланцев, филлитов и кварцитов (общая мощность около 3000 *м*) нижнего и среднего кембрия включены пластообразные интрузии рассланцованных гранитов и гранодиоритов, диоритов и серпентинитов. М. Х. Срабонян (1959—1961) отнес их к уруштенскому (Блыбскому) интрузивному комплексу, назвав их «тектонитами». Е. А. Снежко (1958) отнес их к более молодому лабинскому интрузивному комплексу.

Во всех стратиграфических схемах и структурных построениях Кавказа особо важную роль отводили гранитоидам Большого Кавка-

за—так называемым «красным» и «серым» гранитам. Возраст их долгое время являлся спорным, причем многие относили их к нижнему палеозою—докембрию (?).

В настоящее время твердо установлено, что гранитоиды Главного хребта не представляют, как и следовало ожидать, единого одновременно образовавшегося массива, а слагают тела, возникшие в несколько приемов (фаз ?); некоторые из них являются даже разновозрастными.

Разноречивые данные определений абсолютного возраста гранитоидов Главного хребта позволяют считать, что в этой зоне значительно развиты гранитные образования более древних эпох, в той или иной мере переработанные воздействием позднепалеозойских гранитов (Г. Д. Афанасьев, 1964).

«Красные» граниты входят в комплекс сиенито-диоритовых пород, являющихся членами ряда последовательных дифференциатов: серпентинит (апоперидотит) —габбро — габбро-диорит—сиенито-диорит — гранит. Представители этого ряда дифференциатов в большинстве районов имеют близкое территориальное расположение. В петрохимическом отношении они изучены хорошо; особенностью их является то, что в них щелочной полевой шпат представлен почти всегда анортоклазом (наряду с микроклином). В химизме пород заметно преобладание калия над натрием, даже в породах средней кислотности (например, в диоритах).

Среди «красных» гранитов выделяются по петрологическим особенностям два типа—малкинский гранитовый и карабекский сиенито-диоритовый. Малкинские граниты мало чем отличаются от гранитов Главного хребта балкарского типа; отличием является лишь их более распространенный розовый цвет. К интрузиям этого типа («красным») относятся массивы: Тызыльский, Малкинский, Эшкаконский, Магишо, Даховско-Сахрайский и Ятыргвартский (?).

Карабекские сиенито-диоритовые породы слагают относительно небольшие массивы, обычно в непосредственном соседстве с более ранними продуктами дифференциации. Контактовый метаморфизм вокруг интрузий сиенито-диоритового ряда выражен слабо.

Этот комплекс малых интрузий упомянутых районов некоторые исследователи (Л. А. Варданянц и др.) склонны были относить к раннепермскому времени, на что прямых доказательств не имеется. Эти интрузии прорывают в северо-западной части Кавказа отложения раннего и среднего палеозоя (но фаунистически не охарактеризованные) и перекрываются трансгрессивно породами нижнего триаса.

Исходя из этих данных, а также принимая во внимание, что «красные» граниты несколько древнее «серых» гранитов (ныне раннекарбоновых), можно их с большой долей вероятия отнести к позднему девону, связав с начальной фазой бретонской складчатости. Данные абсолютного возраста (см. ниже) не позволяют принять однозначное решение; некоторые цифры (220—240 млн. лет) для «красных» (малкинских) гранитов указывают на возможность отнесения их к поздней перми. К ним же принадлежат массивы—Сахрайский, Мамрюк, г. Шибаба, Даховский. Для комплекса малых интрузий Передового хребта (Магишо, Ятыргварта) получены цифры абсолютного возраста—200—240 млн. лет. Они слагают небольшие гипабиссальные массивы, представленные монцонитами, кварцевыми монцонитами, гранодиоритами, сиенито-диоритами и гранитами. Некоторые исследователи полагают, что указанные гранитоиды являются результатом глубинной контаминации и гранитизации пород субстрата. Такая концепция не вяжется с

общей геологией области. По другим данным, эти малые интрузии являются верхнепалеозойскими (см. ниже).

Одновозрастными с красными гранитами, видимо, являются и многие серпентинитовые массивы северного склона Главного хребта.

Серпентиниты во многих местах прорываются габброидами, что, по И. Г. Кузнецову, хорошо наблюдается в нижней части балки Кумбидж, у северного края озера Кяфар, в истоках рч. Кизылчук, в верховьях р. Ацгар, а также и в других районах совместного проявления серпентинитов и габбро.

На изолированном Дзирульском массиве развита метаморфическая свита, отнесенная Г. М. Заридзе (1961) к нижнему палеозою. Представлена она: 1—аркозовыми, граувакковыми и серицитовыми песчаниками; 2—углисто-глинистыми, слюдяно-глинистыми, гранит-хлоритоид-мусковитовыми и другими сланцами. По региональным данным эта свита может отвечать нижнему и среднему девону Северного Кавказа.

К нижнепалеозойской метаморфической свите Дзирульского массива приурочены линзы и пластообразные тела серпентинитов, пересекаемые габбровыми породами.

На Малом Кавказе девонские отложения выражены известняками с подчиненными пластами и свитами песчаниково-глинистых пород (800—850 *м*; средний девон) и перемежающейся толщей (600—700 *м*) кварцитов, песчаников, различных сланцев и подчиненных им известняков (верхний девон). Лишь в юго-восточной Армении, в Зангезуре, к юго-западу от хребта Хуступ, констатирована мощная толща порфиритов и туфобрекчий нижнего (?) девона, трансгрессивно перекрытая свитой известняков и сланцев, содержащих руководящую фауну верхнего девона. Эта вулканогенная толща должна отвечать начальному этапу развития палеозойского подвижного пояса.

Интрузивных пород девонского времени на Малом Кавказе с достоверностью не установлено. С большой долей вероятия с нижнедевонской (новокаледонской) орогенической фазой можно связать Агверанскую интрузию кварцевых диоритов.

КАРБОН

Отложения карбона развиты обычно там же, где и девонские. Образования нижнего карбона слагают наибольшие площади в пределах области северо-западного погружения Главного хребта, где расчленены на четыре свиты (общая мощность до 2500 *м*). Третья свита (полосчатая) выражена филлитовыми сланцами и кварцитовидными песчаниками с подчиненными прослоями полосчатых зеленых вулканогенных пород (мощность до 1000 *м*).

Далее к востоку, от р. Кяфар до р. Баксан, в метаморфизованной песчаниково-сланцевой свите нижнего карбона встречаются на разных горизонтах пачки миндалекаменных базальтовых порфиритов, их туфов, порфиров, фельзофиров и спилитов.

Местами констатированы пластовые залежи базальтовых порфиритов и габбро-диабазов, представляющих собой, видимо, гипабиссальные образования того же возраста.

Между отложениями нижнего и среднего карбона констатируется значительный перерыв в осадконакоплении, обусловленный крупной орогенической фазой (судетской). Перерыв этот охватывает также начало эпохи среднего карбона.

Отложения среднего и верхнего карбона выражены континентально-лагунными фациями, представленными обломочными породами серого цвета: песчаниками, конгломератами, глинистыми сланцами; поч-

ти повсюду в основании их находятся эффузивы и их туфы. Образования среднего карбона являются резко трансгрессивными; замечено, что в направлении с юго-востока на северо-запад отложения среднего карбона последовательно перекрывают все более и более древние образования.

В основании среднего карбона бассейна р. Лабы залегают эффузивы, представленные то базальтовыми порфиритами (миндалекаменными), то кварцевыми порфиритами и их туфами. Стратиграфически выше снова появляются ортофиры, кварцевые порфиры и их туфы, которые, чередуясь с терригенными осадками вестфальского яруса, подстилают угленосную свиту. Еще выше, в основании стефанского яруса, над горизонтом конгломератов появляются базальтовые порфириты с шаровой отдельностью. В карбоне Верхней Сванетии встречаются слабометаморфизованные порфиритоиды.

С указанной крупной орогенической фазой (судетской) связано формирование гранитов Главного хребта («серых»). На северо-западном Кавказе они выступают также в Передовом хребте, где преобладают слабо огнейсованные диориты. В зоне Главного хребта преобладают граниты.

Самые южные выходы «серых» гранитов ограничены надвигом Главного хребта на глинистые сланцы южной мезозойской зоны. Здесь граниты прорывают отложения нижнего карбона (оз. Дамхорс).

Магматические образования уруштенского комплекса и комплекса Главного хребта отделены друг от друга значительным промежутком времени, соответствующим продолжительному размыву нижнепалеозойских структур и существенной тектонической перестройке, предшествовавшей внедрению гранитов Главного хребта.

В структурно-тектоническом отношении породы комплекса Главного хребта приурочены к ядрам крупных параллельно вытянутых кулисообразно-расположенных антиклинальных складок, осложненных разрывами, что до некоторой степени создало условия избирательного внедрения отдельных интрузий комплексов. В районе рр. Лаба—Белая сохранилась местами обширная кровля гранитов, с фрагментами нижнепалеозойских структур; местами же в них наблюдаются отчетливые проявления герцинских движений.

Среди интрузий комплекса Главного хребта выделяются три фазы: 1—гранодиоритовая фаза—крупные морфологически единые, но сложные по составу тела с краевыми фациями до диоритов и габбро-диоритов; 2—двуслюдяные граниты с лейкократовой серией жильных пород; 3—аляскитовые граниты с жильной фацией пегматитов и аляскитов.

Другие авторы выделяют среди интрузий комплекса Главного хребта следующие разновидности (от диоритов до ультраосновных пород), отвечающие отдельным фазам формирования комплекса: 1—диориты и кварцевые диориты; 2—гранодиориты и микроклиновые граниты центральных массивов; 3—жильная серия спесартитов и керсантитов; 4—серые, часто двуслюдяные граниты; 5—аляскитовые граниты.

Для Северо-Западного Кавказа дается несколько отличная схема расчленения гранитоидных образований комплекса Главного хребта: 1—габбро и габбро-диориты; 2—диориты и кварцевые диориты; 3—гранодиориты и микроклиновые граниты центральных массивов; 4—жильная серия спессартитов и керсантитов; 5—серые двуслюдяные граниты.

Кроме того, отмечаются серпентиниты, габбро-амфиболиты, плагиограниты, а также гнейсированные разности диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов. В целом все перечисленные породы составляют единый среднегерцинский интрузивный комплекс, формирование кото-

рого происходило в орогенную стадию развития герцинской геосинклинали.

В приосевой части Главного хребта Г. М. Ефремов (1941) выделяет два типа гранитоидов—белореченский и балкарский, из которых последний является несколько более молодым. Белореченский комплекс представлен дифференциационным рядом: кварцевые диориты—лейкократовые мусковитовые граниты, а балкарский—полной серией пород, от ультраосновных до ультракислых.

Белореченские гранитоиды развиты главным образом в северозападной части Б. Кавказа; ими сложены почти все гранитные массивы до меридиана р. Зеленчука, откуда начинается постепенная смена их гранитоидами балкарского типа. О наличии гранитоидов белореченского типа восточнее р. Теберда достоверных сведений не имеется.

Гранитоиды балкарского типа имеют широкое распространение в области Главного хребта. Ими сложены в основном главные массивы центрального гранитного поля—от долины р. Теберда на западе до погружения кристаллического ядра под мезозойские отложения на востоке, по правобережью р. Ардон. Особенно большие площади они занимают в Тебердинском блоке, где слагают крупный, сложно построенный, но морфологически единый массив, в истории формирования которого выделяют три фазы. С первой фазой связано образование массивов крупнозернистых плагиогранитов и гранодиоритов, со второй—среднезернистых двуслюдяных гранитов, с третьей—мелкозернистых лейкократовых и двуслюдяных гранитов.

Интересно указать, что Дарьялские гранодиориты, считавшиеся ранее одновозрастными с «серыми» гранитами Главного хребта (нижнекарбоновыми), по новым данным являются во всяком случае послелейасовыми. Они отчетливо прорывают породы кистинской свиты нижний лейас), которая является нижним членом согласной мощной (6—8 *км*) серии, венчающейся бусарчильской свитой (верхний аален—средняя юра; см. ниже).

Местами интрузивные породы Главного хребта в той или иной степени огнейсованы.

Гнейсированные диориты (местами приближающимися к гранодиоритам) известны только в зоне Главного хребта, в левом борту истоков р. Б. Лабы. Слагают вытянутый в общекавказском направлении массив с тектоническими контактами.

Гнейсированные гранодиориты развиты также только в зоне Главного хребта, где слагают три сравнительно крупных массива (истоки рр. Марухи и Аксаута и Б. Лабы). Характеризуются отчетливой очковой текстурой, обусловленной наличием крупных (2—4 *мм*) округлых фенобластов плагиоклаза (№ 35—40) и кварца в мелкозернистой кварц-биотит-полевошпатовой массе.

Гнейсовидные граниты отличаются от гнейсированных гранодиоритов лишь количественным соотношением породообразующих минералов. Более меланократовая разновидность гнейсовидных гранитов развита исключительно в зоне Главного хребта (р. Б. Лабы) и характеризуется отчетливой очковой текстурой. Другая разновидность, более лейкократовая, образует два небольших массива в Пшекиш-Тырныаузской зоне разломов. В зоне Главного хребта они слагают пластообразные интрузии среди кристаллических сланцев макерской свиты (протерозой ?).

В бассейне правобережья р. Баксана и ее притоков, южнее гор. Тырныауза, развиты породы, известные под названием «свиты мигматитов». Относительно их генезиса существуют две точки зрения: одни

исследователи считают, что мигматиты являются огромным контактовым ореолом палеозойских биотитовых гранитов; другие полагают, что мигматиты представляют собою определенную стадию метасоматической гранитизации материнских пород (Г. М. Заридзе, 1958 и др.). По указанному автору, при более далеко зашедшем названном процессе, к югу от этих пород, возникают гнейсы и граниты; интенсивность гранитизации растет в южном направлении, где выступают граниты Главного хребта.

В пределах Абхазии гранитоиды Главного хребта представлены также двумя типами—белореченским и балкарским (более молодым). В возрастном отношении гранитоиды этого района расчленяются следующим образом (снизу вверх): 1—гнейсовидные хлоритизированные граниты, плагиограниты и гранодиориты (Pz_{1-2}); 2—гнейсовидные лейкократовые граниты и гнейсовидные диориты и кварцевые диориты (Pz_2); 3—биотитовые граниты и гранодиориты и двуслюдяные граниты (Pz_3). Жильные породы представлены пегматитами, аплитами и лампрофирами.

С гранитами Главного хребта связываются два типа месторождений: гидротермальные жильные и вкрапленные.

Серпентиниты зоны Главного хребта (входящие в комплекс «серых» гранитов) прорывают отложения девона и нижнего карбона и сами прорываются габбро-диоритами и диоритами среднего палеозоя. Галька их встречается местами в составе конгломератов среднего и верхнего карбона; по р. Чилику серпентиниты трансгрессивно перекрываются породами среднего карбона. Слагают серпентиниты два пояса—северный и южный.

Гипербазиты северного пояса представлены перидотитами (гарцбургитами) и частью дунитами, а южного—дифференциатами габбровой магмы (гарцбургиты и лерцолиты); дуниты встречаются редко, равно как и пироксениты. Породы южного пояса менее метаморфизованы и в них по сравнению с породами северного пояса на 7—8% больше глинозема. Серпентинизированные дуниты установлены Д. П. Сердюченко (1935) в центральной части Кызылчукского серпентинитового массива, а также вблизи г. Джемараклы-тюбе.

Ультрабазиты и базиты секутся кислыми породами. В результате ассимиляции гранитной магмой большого количества основного материала они приобретают диоритовый состав. Указанные взаимоотношения, ультрабазитов, базитов и гранитоидов можно наблюдать, по Г. М. Заридзе, например, в верховьях р. Ацгар. Здесь как серпентиниты с габброидами, так и диориты трансгрессивно перекрыты средним карбоном.

Диориты, подчиненные турнейским осадкам, описаны на правобережье р. Теберда, южнее сел. Верхняя Теберда. По р. Теберда обнаружен также ряд мелких интрузий—по составу от сиенитов до кварцевых сиенито-диоритов и гранитов. Крупный выход имеется по правому притоку р. Джемагата—рч. Актюбе. Мелкие выходы описаны в верховьях рч. Эпчик, на горе Лысой, а также выше устья р. Гидам и т. д. Упомянутые породы бассейна р. Теберда прорывают отложения среднего палеозоя до этренских известняков.

Сиенито-диоритовые породы рр. Кяфар-Агур и Уруп приурочены к серпентинитам, габбро и диоритам.

По наблюдениям Г. М. Заридзе, в районе сел. Архиз на горе Джемараклы-тюбе в среднепалеозойской геосинклинальной свите, представленной метаморфизованными глинистыми сланцами, песчаниками, известняками и др., залегает крупный серпентинитовый массив, окайм-

ленный габбровыми породами и перекрытый продуктивной толщей среднего карбона. Форма массива в плане близкая к грушевидной.

На размытую поверхность значительного сиенито-диоритового массива, обнажающегося по р. Марух, у г. Карабек среди нижнекарбоновых (турнейских) сланцев и подчиненных им порфиритов, диабазов и альбитофиров, налегает средний карбон с базальным конгломератом, содержащим глыбы тех же сиенито-диоритов.

Таким образом, приведенные данные показывают, что период образования сиенито-диоритов относится к узкому промежутку времени— от конца нижнего до начала среднего карбона.

Возможно, что ряд месторождений Северного Кавказа, в частности Урупское медко-колчеданное месторождение, связан с этими интрузиями. Сюда же должны быть отнесены, по-видимому, малые интрузии типа интрузивного комплекса горы Ятыргварта. Интрузия хребта Абишар-Ахуба, по данным Г. Д. Афанасьева, прорывает средний палеозой, на Лабинском же участке перекрывается триасом. Кроме того, гальки этих интрузивных пород встречаются среди красноцветных отложений нижней перми.

С постскладчатой стадией герцинского цикла Г. Д. Афанасьев (1955) связывает интрузии Ятыргварта, Магишо, Закан, Карабек, сел. Верхняя Теберда и др. Эти малые интрузии формировались в гипабиссальных условиях, о чем свидетельствует специфика структуры и минеральный состав, свойственный гранитоидам. Затем идут дайковые порфировидные породы гранитного, аляскитового и гранит-порфирового состава, также образовавшиеся в гипабиссальных условиях. И. Г. Кузнецов (1924) называл их кератофирами и правильно связывал с ними свинцово-цинковые оруденения. Этот комплекс развит по рр. Кубани, Малке, Баксану, Большой и Малой Лабе, где они залегают главным образом среди метаморфических сланцев нижнего палеозоя.

В комплексе Ятыргварты отмечаются амфиболитовые эвкриты, лейкократовые габбро, габбро-диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, адамеллиты и лейкократовые гранодиориты (граниты). Все эти породы могли образоваться только лишь в условиях геосинклинального магматического процесса.

По указанию В. Н. Робинсона, самые восточные выходы серпентинитов находятся в районе рудника Тырныауз, небольшие же массивы залегают в породах тырныаузской свиты (визейский ярус).

В тырныаузскую свиту метаморфических сланцев внедрены, кроме серпентинитов, также перидотиты, пироксениты и габбро. К ним присоединяют еще интрузию трондьемитов. Из относительно более поздних представителей упоминаются кварцевые диориты и гранодиориты. Гальки этих пород встречаются в конгломератах верхнего карбона; таким образом, мы и здесь имеем дело со среднепалеозойскими образованиями, но уже доверхнекарбоновыми.

На южном склоне Главного хребта в десской свите (средний девон-пермь) встречаются ультраосновные, типа пироксенитов, и основные, типа габбро-диабазов, породы, секущиеся гранитоидами, представленными кварцевыми диоритами, банатитами, гранодиоритами, сиенито-диоритами, относимыми к карбону (?).

В пределах южного пояса северного склона Главного хребта (зона Передового хребта) находятся массивы: Уруштенский (по р. М. Лабе), Загеданский, Макерский, Санчарский, Мамхурцевский, Дамхурцевский, Заканский (по р. Б. Лабе) и восточнее—Ацгаринский, Кызылчукский, Кяфар-Агурский, Зеленчукский, Даутский, Учкуланский, Суанский, Мусханский, Нижгира-Чиранский. С ними пространственно связаны габбро, габбро-диориты, габбро-диабазы.

Внедрение гипербазитов приурочено к трехкратному периоду развития герцинской геосинклинали, от стадии прогибания и накопления осадочно-вулканогенных образований—к орогенной стадии развития, характеризующейся интенсивным проявлением интрузивного магматизма. Соответственно выделяются: 1—габбро-диабазы, габбро-диориты (в той или иной степени измененные); 2—диориты, кварцевые диориты, гранодиориты (Передовой хребет, меньше в Главном хребте и Бичесынской зоне. М. Лаба (хр. Б. Балканы, хр. Чилик, Санчар, Дамхурц); 3—сиенито-диориты (от р. Белой до р. Теберды; небольшие тела («малые интрузии»— комплекс Ятыргварта-Магишо), плагиогранитогнейсы р. Б. Лабы (Бескес, Б. Блыбь, б. Мощевая) и дальше по всему склону Главного хребта до Терека. Серпентиниты сложены хризотилом и баститом. Гипербазиты (серпентинизированные) верховья рр. Белой, Большой и Малой Лабы залегают среди кристаллических сланцев докембрия в виде согласных линзовидных интрузий различных размеров (от 100 *м* до нескольких километров длиною); возможно, они являются нижнепалеозойскими (каледонскими) или раннегерцинскими. Характерна теснейшая связь их с кислыми кварц-диоритовыми интрузиями, которые прорывают серпентиниты, слагая отдельные части их линз. Как те, так и другие рассланцованы и иногда разгнейсованы. Эти породы трансгрессивно перекрываются отложениями нижнего триаса.

Серпентиниты верховьев рр. Зеленчука и Кяфара (общей площадью около 100 *км*^{2}) тесно связаны с породами габбро-диоритового ряда и совместно с ними прорывают девонские отложения, трансгрессивно перекрываясь продуктивной толщей среднего карбона. Этим фактом точно устанавливается нижнекарбоновый возраст серпентинитов.

К комплексу гранитов Главного хребта относится и так называемый Архызский (Карабекский) сложный интрузивный комплекс. Интрузии его развиты исключительно в зоне Передового хребта; вмещающими являются терригенно-карбонатные отложения верхнего девона (пастуховская свита) и нижнего карбона (колтюбинская свита). Перекрываются трансгрессивно средним карбоном.

Представлен комплекс серпентинитами, габбро, диоритами, сиенито-диоритами, гранодиоритами и плагиогранитами; по площадному распространению резко преобладают первые три группы пород. Формирование комплекса происходило в четыре стадии, в направлении от ультраосновных к кислым. При этом в каждую последующую стадию магма использовала либо старые пути внедрения, что привело к образованию сложно построенных плутонов (верховья р. Кяфар), либо новые—с образованием самостоятельных массивов (бассейн р. Теберда).

К первой стадии относится образование массивов ультраосновных пород, превращенных в серпентиниты (хр. Абишир-Ахуба, р. Б. Зеленчук и в бассейне р. Теберда). Они слагают пластообразные залежи, а также линзы; в сложных плутонах серпентиниты составляют его центральную часть, окаймляясь почти со всех сторон породами следующей стадии. Судя по реликтовым минералам материнскими породами серпентинитов являлись лерцолиты, гарцбургиты и в меньшей степени дуниты и пироксениты.

Вторая стадия знаменуется внедрением магмы основного состава, приведшей к образованию преимущественно пластообразных тел габбро-диоритов (бассейн рр. Теберда, Марухи, Б. Зеленчука и Кяфар). Некоторые исследователи различают в процессе становления массивов несколько фаз, отличающихся крупностью зерен пород и количеством темноцветных минералов.

Габброиды архызского комплекса обнаруживают значительное изменение, обусловленное в основном автометаморфическими процессами (породы амфиболитизированы и соссюритизованы).

В третью стадию в массивах габбро формируются жилообразные тела диоритов (плагиоклаз, роговая обманка, кварц), диабазов и габбро-диабазов. С габбро-диоритами они имеют постепенные переходы и состоят из альбита, хлорита, амфибола и минералов группы эпидота.

К этой же стадии относится, по-видимому, образование небольших штокообразных тел сиенит-диоритов (рр. Кяфар-Агур, Маруха, Теберда), имеющих с серпентинитами и габброидами секущие контакты. Внедрялись они по разломам, взаимоотношения их с диоритами остаются неясными. По совокупности признаков наиболее вероятным для сиенито-диоритов представляется их гибридное происхождение.

Диориты и кварцевые диориты слагают как самостоятельные крупные массивы (истоки р. Кяфар), так и жилообразные тела в габброидах. Наиболее распространены кварцевые диориты, оказывающие на вмещающие породы слабое контактовое воздействие, выражающееся в появлении биотита в зоне до 0,5 *км* шириной.

Гранодиориты выделяются только в верховьях р. Кяфар, где слагают висячий бок чиликской интрузии. С кварцевыми диоритами они имеют резкие интрузивные контакты, а в ряде случаев мелкими дайками прорывают их. Состав гранитоидов характеризуется большим содержанием кварца и наличием калиевого полевого шпата. Характер же породообразующих минералов такой же, как и в кварцевых диоритах.

Гранодиориты оказали интенсивное контактовое воздействие на сланцы колтюбинской свиты (нижний карбон), преобразовав их в полосе до 3 *км* в гранатово-слюдяные сланцы.

Завершается формирование архызского комплекса внедрением плагиогранитов, которые имеют незначительное развитие (истоки р. Кяфар) и слагают линзообразные тела в песчано-сланцевых отложениях верхнего девона и нижнего карбона, а также в габбро, диоритах и сиенито-диоритах.

Среди раннегерцинских интрузий архызского комплекса известны незначительные проявления хромо-никелевого, асбестового, магнетитового и медного оруденения.

Более разнообразны рудопроявления, генетически связанные с позднегерцинскими гранитоидами Главного хребта. Среди них известны проявления мышьяка, вольфрама, полиметаллов, молибдена, золота, ниобия и тантала, олова, андалузита и барита.

В заключение описания интрузивных пород среднего палеозоя интересно привести анализ данных по определению их абсолютного возраста. Выше указывалось, что многие палеозойские интрузии залегают среди образований метаморфического комплекса, что затрудняло выяснение их взаимоотношений. Это касается, с одной стороны, гранитоидов, являющихся неотъемлемой составной частью самого метаморфического комплекса, а с другой—гранитоидных образований, в различной степени индивидуализированных, среди которых выделяют ряд местных групп (гнейсовидные граниты уруштенского комплекса, «северные» граниты, граниты Главного хребта («южные») и др.).

И. Г. Кузнецов (1951) большую часть этих гранитов считал докембрийскими, но в последние годы накопились данные в пользу их палеозойского возраста (К. Н. Паффенгольц, 1959). Г. Д. Афанасьев (1958), широко использовав в своих работах данные по определению абсолютного возраста горных пород аргоновым методом, датирует гранитоиды

уруштенского комплекса в интервале силур—ранний девон, а «северные» граниты и большую часть гранитов Главного хребта («южных») относит к позднему палеозою (карбон—пермь).

Равным образом возраст многих интрузий Дзирульского массива и Малого Кавказа также являлся недостаточно твердо установленным, причем в обоих случаях геологическая ситуация интрузий нередко расходилась с данными определений их абсолютного возраста.

Поэтому М. М. Рубинштейн (1960) поставил своей задачей интерпретацию нескольких возрастных определений аргоновым методом произведенных им, а также некоторых ранее опубликованных данных.

Упомянутый автор, перед рассмотрением самих возрастных цифр останавливается вкратце на их геологической оценке и приходит к выводу, что сопоставления возраста гранитоидных пород по данным аргонового метода, должны основываться на сравнении результатов, полученных по слюдам. М. М. Рубинштейн подчеркивает, что аргоновый метод в настоящее время позволяет установить и возраст метаморфизма пород.

Возраст мусковита, выделенного из слюдяного сланца верховьев р. М. Лабы, составил 365±20 млн. лет. Биотит из кристаллического сланца т. н. кыртыкской свиты из бассейна левобережья р. Баксан дал близкую цифру—320±20 млн. лет. Мусковит кристаллического сланца Дзирульского массива показал хотя и меньший, но в общем довольно близкий возраст—290±20 млн. лет. Таким образом, эти, хотя и немногочисленные, данные однозначно свидетельствуют о том, что возраст метаморфизма древнейших формаций Кавказа приходится на интервал времени силур—нижняя половина девона. М. М. Рубинштейн полагает, что, учитывая необходимость внесения в шкалу Марбли изменений, силур при этом будет, вероятно, исключен.

Для возраста гранитоидных образований, тесно связанных с указанными метаморфическими образованиями, получены следующие цифры. Возраст мусковита из шрошинского пегматита Дзирульского массива дал цифру 330±10 млн. лет, а из пегматитовой жилы Локского массива (Армения)—370 млн. лет. Наконец, возраст биотита из гранита по р. Сылтран-су (приток р. Кыртык, лев. притока р. Баксан), залегающего в метаморфической свите—345±20 млн. лет. Таким образом, и эти данные хорошо согласовываются друг с другом, причем интрузии соответственно древнее возраста метаморфизма.

Анализируя данные определений абсолютного возраста гранитоидов Главного хребта, М. М. Рубинштейн приходит к выводу о наличии среди них по крайней мере двух фаз пегматитообразования; первая из них близка, по-видимому, по времени (или перекрывается) с этапом формирования гранитоидов уруштенского комплекса (Г. Д. Афанасьев, 1958), а вторая является более молодой. Наиболее вероятным отрезком времени основного метаморфизма древнейших формаций Кавказа является, по М. М. Рубинштейну, возрастной интервал в 320—350 млн. лет, соответствующий, по-видимому, самому концу силура (?) и большей части девона. В это же время происходит и формирование основной части древних гранитоидов Большого Кавказа и кристаллических сланцев Закавказья.

Упомянутый автор указывает, что совпадение возрастов слюд древних гранитоидов и метаморфических свит следует рассматривать в становлении древнего кристаллического субстрата Кавказа (Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили, 1953, а также Г. Д. Афанасьев, 1958). Но этому противоречит все же более древний возраст гранитоидов (см. выше).

Для зоны Главного Кавказского хребта и отчасти для Передового хребта доказывается наличие, кроме девонского, также и карбоново-пермского этапа становления гранитоидов (230—250 млн. лет.).

Таким образом, результаты возрастных определений позволяют с достаточной уверенностью увязывать формирование кристаллического субстрата Кавказа с концом верхнекаледонской и с герцинской складчатостью. В связи с этим возраст материнских пород кристаллических сланцев Кавказа определяется в интервале поздний докембрий—ранний палеозой.

Вопрос о возрасте гранитов Главного хребта был предметом многолетних дискуссий, что обусловлено было в первую очередь предвзятым мнением о докембрийском их возрасте. Поэтому вначале редкие, но давно известные интрузивные контакты их с породами палеозоя (как, например, по левобережью р. Кыртык) обозначились на картах как тектонические. Лишь в 1952—1953 гг. было окончательно установлено, что в зоне Главного хребта, у оз. Дамхорс и к юго-востоку от него, граниты указанного типа прорывают отложения нижнего карбона; верхняя же граница их возраста, вероятно, не выходит за пределы среднего карбона. Эти гранитоиды, несомненно, отвечают среднему этапу развития подвижного пояса.

Решение вопроса о форме древних гранитоидных тел затруднено тем, что их первоначальное положение нарушено многообразными тектоническими процессами, особенно альпийскими. Гранитоиды Главного хребта являются сложными образованиями, составляющими ряд разновременно возникших тел, и поэтому необходимо рассматривать форму таких отдельных тел, а не гранитоидов вообще.

Взгляды некоторых исследователей, согласно которым тела древних гранитоидов Кавказа имеют батолитовую форму, являются малообоснованными, по крайней мере для части тел Центрального Кавказа. Наблюдения показывают, что в ряде мест, в частности в верховьях р. Чегем и в некоторых участках Баксанского ущелья, под гранитоидами установлены подстилающие их кристаллические сланцы (С. П. Соловьев, 1964).

Л. А. Варданянц (1960), изучая коллекции А. П. Герасимова по р. Малке, приходит к выводу о батолитовой форме Малкинской интрузии гранитов и о более сильном контактовом воздействии ее на вмещающие породы, чем это следует из работ А. П. Герасимова и К. Н. Паффенгольца. Но упомянутый автор явно переоценивает роль контактового метаморфизма; что касается формы интрузии, то все новые данные (Ю. Я. Потапенко, 1964, и др.) свидетельствуют в пользу первоначальных представлений о гарполитообразной форме ее. Кстати, по последним данным детальных съемок (1960—1961 гг.) для зоны Главного хребта в верховьях р. Кубани наметилось преобладание согласных пластообразных интрузий гранитов.

На границе верхнего карбона и перми на Большом Кавказе протекала крупная орогеническая фаза, с которой связаны небольшие, однако, проявления интрузивного магматизма.

Таковы интрузии сиенит-порфиров («кератофиров») и гранит-порфиров верховьев р. Кубани; отдельные дайки их приурочены к относительно узкой зоне Бокового хребта северо-западного Кавказа— от бассейна р. Малки на востоке до бассейна р. Теберды на западе. Они прорывают отложения среднего карбона и перекрываются образованиями красноцветной толщи нижней перми. Эти малые интрузии тоже отвечают позднему этапу развития позднепалеозойского подвижного пояса.

По данным других исследователей, внедрение указанных интрузий могло происходить в нижнепермское время—точнее, в промежутке между нижней и верхней красноцветной толщами нижней перми.

В бассейнах рр. Аксаута и Кольтюбе констатированы штокообразной формы тела порфировидных альбитофиров.

Сиенит-порфиры («кератофиры») представляют макроскопически типичные порфировые породы серого, белого и розового цвета, состоящие из анортоклаза и кислого плагиоклаза (альбит и альбит-олигоклаз) и по химическому составу относящиеся к сиенитовому ряду. С этими породами ассоциируют также представители основной магмы—габбро-диабазы и частью диориты.

На изолированном Дзирульском массиве, в окрестностях гор. Чиатура и сел. Шроша, развита трансгрессивная вулканогенно-осадочная свита, известная под названием «нижние туффиты».

Мощность свиты свыше 1000 *м*, сложена она кварцевыми порфирами, их туфами и туфобрекчиями, расчлененными по цветному признаку на четыре горизонта. Верхний горизонт трансгрессивно перекрывается нижнелейасовыми кварцевыми песчаниками, чем определяется верхний предел возраста свиты.

Корни этих эффузивов (жилы кварцевых порфиров) в породах свиты установлены в окрестностях гор. Чиатура; однако наряду с кислой магмой, в начальный период формирования свиты, по-видимому, извергалась также основная магма, о чем свидетельствуют обнаруженные Н. И. Схиртладзе (1960) по р. Квирила в нижней части свиты миндалекаменные диабазовые порфириты и их туфы.

По региональным данным, эта свита в возрастном отношении, вероятно, отвечает среднему—верхнему карбону Северного Кавказа.

Подобная вулканогенно-осадочная свита встречена и на Храмском кристаллическом массиве, где в них встречена средне- и верхнекарбоновая флора и фауна. Сложена эта толща разнообразными туфами, песчаниками, известняками и кремнистыми породами. Наблюдаются секущие тела гранит-порфиров, кварцевых порфиров, порфиритов и диабазов.

На Малом Кавказе отложения среднего и верхнего карбона в вулканогенной фации (охарактеризованные флорой) констатированы в районе Храмского древнего верхнедевонского гранитоидного массива. Здесь над гранитоидами и под песчанистыми отложениями среднего лейаса залегает мощная (свыше 1600 *м*) толща вулканогенно-осадочных пород, в которой выделяют (снизу вверх): 1—свита кварцевых порфиров (до 1000 *м*), 2—горизонт вторичных кварцитов (25—100 *м*) и 3—свита слоистых туфов и брекчий, с прослоями углистых кремней, аргиллитов и линз известняков (600—700 *м*).

По р. Клдеисис-цкали в низах горизонта слоистых туфов и брекчий найдены хорошо сохранившиеся отпечатки флоры лепидофитов и папоротников. Здесь же, в верхней части горизонта, в известняках встречаются одиночные и колониальные кораллы. Все эти ископаемые остатки датируют толщу нижних туфитов как средний и верхний карбон.

В юго-восточной части Армении некоторыми исследователями доказывается отсутствие среднего и верхнего карбона; пермские образования залегают трансгрессивно на отложениях нижнего карбона. Вероятно, это обусловлено проявлением судетской орогенической фазы; с ней поэтому можно связывать «белые» (лейкократовые) граниты Мисханского района, которые являются более молодыми, чем кварцевые диориты Агверанской интрузии (раннедевонской). Некоторые исследователи склонны параллелизовать их с Храмскими гранитоидами (древнекаледонскими), другие же—с «красными» гранитами Главного

хребта, что неправильно, так как бретонская фаза в Армянской тектонической зоне отсутствует. Таким образом, лейкократовые граниты могут соответствовать по времени «серым» гранитам Главного хребта.

Интересно отметить, что абсолютный возраст лейкократовых гранитов определяется в 130—164 млн. лет, что является невероятным, так как они перекрываются трансгрессивно отложениями верхнего мела.

ПЕРМЬ

Отложения пермского возраста знаменуют собою важный этап в истории гелогического развития Кавказа. Перед отложением этих осадков на Большом Кавказе имела место крупная орогеническая фаза и последующая трансгрессия; на Малом Кавказе в это время происходили, видимо, лишь колебательные движения эпейрогенического характера.

Пермские образования на территории Большого Кавказа распространены неравномерно, будучи на большей его площади размытыми во время нижнетриасовой трансгрессии.

Пермские отложения на Большом Кавказе четко разделяются на две толщи: 1—нижнепермскую красноцветную молассовую, формировавшуюся в условиях интенсивных тектонических движений, и 2—трансгрессивную серию верхней перми, отложившуюся при сравнительно малой амплитуде колебательных движений. Мощность нижнепермских отложений колеблется в весьма широких пределах (от 20 *м* до 2000 и 4000 *м*). Мощность верхней перми подвержена меньшим колебаниям (от 50 до 170 *м*). Представлена она песчаниками, разнообразными известняками, глинистыми сланцами и др.; известняки богаты руководящей фауной.

Большой интерес представляет для палеотектонических реконструкций открытие С. П. Момот (1968) нижнепермских фаунистически охарактеризованных красноцветных отложений (около 200 *м*) в зоне Главного хребта по правобережью р. Баксан (ущ. р. Адыл-су и у пос. Эльбрус). Обнажаются они в узких (70—200 *м*) грабенах, залегая несогласно на докембрийских кристаллических сланцах уллучиранской свиты и перекрываются нижнеюрскими сланцами.

Верхам нижней красноцветной толщи по рр. Аксаут и Теберда подчинена свита кислых и средних эффузивов (порфиритов и альбитофиров) и их пирокластических образований, мощностью до 130 *м*.

При последующих более детальных исследованиях часть этих покровов (андезитовых порфиритов и кварцевых альбитофиров) оказались плагиогранит-порфирами, слагающими ассиметричные лакколиты и силлы (1—3,5 *км*^{2}), приуроченные к местам пересечения древних разнонаправленных разломов (Джазлыкского—северо-западного простирания и Уллукольского—близмеридионального). Прорывают они отложения нижней перми, перекрываются трансгрессивно лейасом. Интрузии полифазные (три), по химическому составу близки к докембрийским гранитоидам (С. М. Чесноков, Э. Н. Захарова, А. А. Лебедев-Зиновьев; 1968).

При разведке Кышкытского месторождения ртути обнаружены дайки и штоки кислых порфировых пород, секущие отложения нижней перми. Ни даек, ни оруденения, с ними связанного, в перекрывающих нижнюю пермь породах лейаса не наблюдается. Видимо, эти дайки имеют или предпозднепермский или триасовый возраст.

Отмечено, что внедрение раннепермских интрузий сопровождалось небольшими проявлениями барита.

На Малом Кавказе вулканизм в пермскую эпоху, видимо, не проявлялся.

3. МЕЗОЗОЙ

Мезозойские образования имеют на территории Кавказа обширное развитие, представлены всеми тремя системами и выражены в разнообразных фациях.

Как это было доказано исследованиями В. В. Белоусова (1935, 1939, 1940), мощности накопляющихся осадочных отложений определяются прежде всего колебательными движениями земной коры. На Большом Кавказе установлена основная закономерность, выраженная в существовании в осевой части хребта Главной (флишевой) геосинклинали (см. рис. 3) с особенно мощным накоплением осадков и второй—Северокавказской геосинклинали, прослеживаемой против центрального участка Главного хребта. В последней развиты нормально морские осадки более умеренной мощности и также частью карбонатные, частью терригенные. Суммарная мощность осадков в флишевой геосинклинали достигает свыше 14 *км*, а в северо-кавказской—6,5 *км*.

На Малом Кавказе установлено несколько интрагеосинклиналей с весьма пестрым распределением фаций и мощными проявлениями эффузивного вулканизма в течение всего юрского и мелового времени.

ТРИАС

Отложения триаса, представленные морскими образованиями, известны на Большом и Малом Кавказе, но площадное распространение их невелико (см. рис. 1). Констатирована крупная предтриасовая орогеническая фаза (пфальцская) и ряд локальных (предкарнийская и верхнетриасовая), но никаких проявлений вулканизма указанного времени не отмечено.

Интересно отметить, что в верхнетриасовое время в Крыму проявилась интенсивная вулканическая деятельность, которую следует рассматривать как самостоятельный этап магматизма в истории развития Крымо-Кавказской геосинклинали (И. Ф. Пустовалов, 1959).

ЮРА

Образования юрской системы имеют на Кавказе наибольшее развитие, слагая до 30% его горной части; они развиты в разнообразных фациях—от глубоководных морских до континентальных прибрежных и вулканогенных, со всеми промежуточными разностями. Карбонатными фациями выражены главным образом отложения верхней юры.

Благодаря изменчивости литологического состава и редкому нахождению фауны юрские отложения расчленены в разных областях Кавказа с различной степенью детальности. Обычно всюду выделяются все три отдела (нижний, средний и верхний; см. рис. 1), внутри которых, однако, расчленение различное. Проявления вулканизма констатированы во всех трех отделах.

Лейас повсюду (как в Большом, так и в Малом Кавказе) залегает несогласно на древнем интенсивно дислоцированном субстрате и в основном представлен терригенными фациями.

Осадки первых двух ярусов юрской системы (геттангского и синемюрского) нигде на Северном Кавказе не известны; может быть в эти эпохи седиментация здесь еще не начиналась.

Интенсивная вулканическая деятельность в эффузивной форме началась в Большом Кавказе в середине лейаса, по-видимому, в дотоар-

ское время, в начальную эпоху трансгрессии. В это время в осевой зоне Кавказского хребта существовала, видимо, цепь вулканов, в значительной степени сходная с цепью вулканов олигоцена-неогена-постплиоцена. Они обусловили развитие лейасовых вулканогенных пород в районах Сочи—Туапсе, Клухори, Кабарды, Осетии, Дигории и Северной Кахетии.

Глинисто-песчаниковой толще нижнего (?) лейаса в бассейнах рр. Ассы и Хевсурской Арагвы и в районе Военно-Грузинской дороги подчинены туффиты и порфириты, а также вариолиты и мандельштейны (циклаурская свита В. П. Ренгартена). В центральной части Главного хребта и к северу от него нижнелейасовой толще аспидных глинистых сланцев и песчаников подчинены кварциты, кварцевые порфиры («кератофиры») и их туфы.

Среди отложений тоара в полосе Туапсе—р. Мзымта наблюдаются многочисленные эффузии кварцевых порфиров. По рр. Теберда и Кубани отложения среднего лейаса трансгрессивно перекрыты вулканогенной свитой (200 *м*), относимой условно к нижнему тоару.

На южном склоне Главного хребта в пределах Сванетии обособляется мощная (1500 *м*) глинисто-сланцевая серия, именуемая часто аспидной формацией и охватывающая нижний и средний подотделы юры. Кверху совершенно постепенно эта серия сменяется карбонатно-флишевыми отложениями верхней юры—нижнего мела. В нижней трети аспидных сланцев (нижний и верхний лейас) установлено несколько горизонтов кварцево-альбитофировых лав и туфобрекчий общей мощностью до 150 *м*.

На Дзирульском массиве (Чиатура), Храмском и Локском в лейасе констатирована толща кварцевых порфиров и кварцевых альбитофиров с их туфами, отвечающих, видимо, кератофировому горизонту Л. А. Варданянца (1935) на Северном Кавказе.

Нижнеюрский вулканизм отвечает раннему этапу развития альпийского подвижного пояса. Отчетливо выделяется предверхнетоарская фаза интрузивной магматической деятельности, с которой связывают формацию габбро-диабазовых пород, имеющую на Северном Кавказе широкое распространение (от р. Пшехи на западе до р. Самур на востоке). Максимально насыщена этими малыми интрузиями область Главного хребта; преобладающей формой интрузивных образований являются дайки различной мощности и линзообразные тела, нередко довольно крупные. Породы этих интрузий весьма разнообразны по составу.

В петрографическом и геологическом отношении достаточно хорошо изучены эффузивные породы только в истоках р. Кубани, а также в Осетии и Дигории, особенно в окрестностях Садона.

На территории Северной Осетии указанные альбитофиры (кератофиры) после А. П. Лебедева (1950) и др. изучались Е. В. Кравченко (1968), который приходит к следующему выводу: «Однако наземные условия формирования комплекса, пониженное содержание окиси натрия (относительно типичных альбитофиров) и одновременное присутствие во вкрапленниках соссюритизированного олигоклаз-андезина и альбита, а также сильная измененность позволяют объединить породы в комплекс порфиритов». Спектральными анализами в эффузивных порфиритах установлено 19 акцессорных элементов, рассеянных не только в салической, но и в темноцветной части; исключение составляет цирконий, рассеивающийся в обеих частях породы. Колебание их содержания практически не зависит от количества акцессорных минералов.

В районе гор. Карачаевска, рр. Мары, Эшкакона и Подкумка с указанной фазой связаны андезитовые и дацитовые порфириты, андезиты, дациты, а нередко—базальты, слагающие лакколиты, штоки, некки,

дайки. По химическому составу — это отчетливо натровые породы, относящиеся к нормальному ряду.

В металлогеническом отношении нижнеюрские эффузивы и сопровождающие их интрузии (корни излияний ?) изучены плохо. Лишь в истоках р. Кубани с ними установлена связь баритового рудопроявления и намечается связь слабых проявлений свинцово-цинкового оруденения.

Дайки (?) приурочены исключительно к отложениям среднего лейаса; они залегают в них согласно и перекрываются отложениями верхнего тоара, что позволяет связывать их внедрение с предверхнетоарской фазой тектогенеза. Однако в Дагестане дайки подобных пород секут и отложения аалена.

В южном Дагестане дайки этого (?) возраста сложены кварцевым диоритом (или кварцево-диоритовым порфиритом) и сферолитовым гранит-порфиром, из которых второй моложе и внедряется обычно вдоль средней части даек диорита, в результате чего образуются сложные, иногда симметричные дайки. В бассейне р. Самур такие дайки очень многочисленны и слагают пояс протяжением в несколько десятков километров. С этим поясом совпадают пространственно (вероятно, и генетически) многочисленные полиметаллические и медные рудопроявления.

Подобные интрузивные образования существуют и в Северной Кахетии, но проявляются они, по-видимому, менее широко. Здесь к ним также пространственно приурочены медные рудопроявления.

В среднеюрское время эффузивный вулканизм активно проявился лишь на южном склоне Главного хребта в Сухуми-Ткибульской зоне. Здесь доггер выражен в двух резко различных фациях: вулканогенной в низах и глинисто-песчаниковой в верхах толщи; общая мощность около 2500 *м*.

Глубоким бурением установлено широкое развитие этой свиты под отложениями мела на территории Одишской подзоны и подзоны комплекса горы Асхи Грузинской глыбы.

Вулканогенная фация представлена мощной (1,5—2 *км*) толщей авгитовых порфиритов и их туфов, относимых к байосу. Порфириты двух типов: спилитовые (альбитовые) в основании толщи и лабрадоровые — в верхах ее. В общем среднеюрская вулканогенная толща представляет типичную спилито-порфирито-диабазовую формацию, характерную для геосинклинального вулканизма.

В настоящее время термин «спилиты» в большинстве случаев применяется как обозначение известной совокупности древних вулканических образований, формировавшихся преимущественно в подводных условиях и обладающих определенной ассоциацией минералов, характерными, в ряде случаев, особенностями химизма, зачастую характерной шаровой или подушечной отдельностью, а также наличием слоистых осадочно-вулканогенных пород, состоящих из многочисленных прослоев тонкообломочного пирокластического материала.

В верхнеюрское время вулканизм на Большом Кавказе проявился в незначительной степени. В пестроцветной свите киммериджа констатирована серия пород незначительной мощности, от оливиновых базальтов через трахибазальты до трахитов (к северу от Кутаиси до г. Хвамли). Такая серия характерна, по Г. С. Дзоценидзе, для океанических островов и глыбовых участков. Жильная фация верхнеюрского вулканизма представлена, по указанному автору, эссекситами (Кутаисский район). Другие исследователи полагают, что эти породы значительно моложе (палеогеновые).

В площадном и возрастном расположении нижне-среднеюрских вулканических образований Центрального Кавказа наблюдаются опреде-

ленные закономерности, обусловленные первичным расположением вулканических очагов в период формирования юрской геосинклинальной впадины Большого Кавказа. А. П. Лебедев (1950) выделяет пять вулканических циклов, различающихся фациально: 1—спилитовая фация (начало лейаса); 2—субинтрузивная фация основной магмы (конец среднего и начало верхнего (?) лейаса); 3—гипабиссальная фация основной магмы (тоар); 4—субаэральная фация среднекислой магмы (аален) и 5—гипабиссальная фация среднекислой магмы (доггер).

Выявляется линейное расположение вулканических центров на протяжении всей зоны в целом, со сгущением их в центральной части Кавказа. Намечаются три зоны вулканических проявлений: Северная, Центральная и Южная.

Северная периферическая зона («андезито-дацитовая») отчетливо выделяется от Туапсе до Терека (в нее входит и Крым).

Центральная зона («диабазовая») представляет собою область преимущественного развития пород спилито-диабазовой серии. Характер излияний был подводный, трещинный, пирокластиты обычно отсутствуют, магма была в это время местами уже более дифференцирована.

Южная периферическая зона («андезитовая») прослеживается вдоль южного склона Главного хребта от р. Сочи до р. Лиахви. Указанные периферические зоны являются типичными краевыми; их вулканические образования (верхний лейас и доггер) принадлежат преимущественно к субаэральной и субинтрузивной фациям, и в значительно меньшей степени сложены подводными и прибрежными излияниями. Развиты пластовые интрузии—силлы, лакколиты (рр. Кубань, Эшкакон, отчасти Черек).

Линейное расположение центров вулканической деятельности вдоль периферической зоны геосинклинальной впадины свидетельствует о связи их с наиболее ослабленными участками земной коры (зона перегиба при переходе из области платформы в область геосинклинали).

Характерно постепенное перемещение—миграция центров вулканической деятельности в течение нижней и средней юры в направлении от осевой части геосинклинальной зоны к ее периферическим частям, а кроме того, к юго-западу (Абхазско-Рачинская зона). Отмечается вместе с тем увеличение количества пирокластических пород в верхних горизонтах вулканогенных свит.

Следует остановиться на характеристике так называемой кистинской свиты нижнего лейаса, поскольку она литологически существенно отличается от отложений лейаса других районов Главного хребта. Далее, ею определяется относительный возраст известной Дарьялской гранитоидной интрузии.

Указанная свита является основанием лейаса центральной части Большого Кавказа. Обнажается она по ущелью р. Терека в ядре крупной антиклинали, облекая массив Дарьялских гранитоидов; мощность не менее 400—500 *м*.

Выделена В. П. Ренгартеном (1932), сложена в основном кварцитами, чередующимися местами с пачками плотных темно-серых, иногда черноватых сланцев. На горе Гургала над гранитами наблюдается мощная свита известковистых кварцитов с прослоями довольно крупной кварцевой гальки; В. П. Ренгартен (1932, стр. 7) считает их базальными конгломератами лейасовой свиты пород, не указывая, однако, причину отсутствия здесь галек гранитоидов.

Свиту кварцитов довольно часто пронизывают жилы и небольшие интрузии диабазов или порфиритов. В нижней части свиты обычно наблюдается пачка сланцев с линзами сильно графитизированного каменного угля или углистого сланца. В. П. Ренгартен указывает, что очень

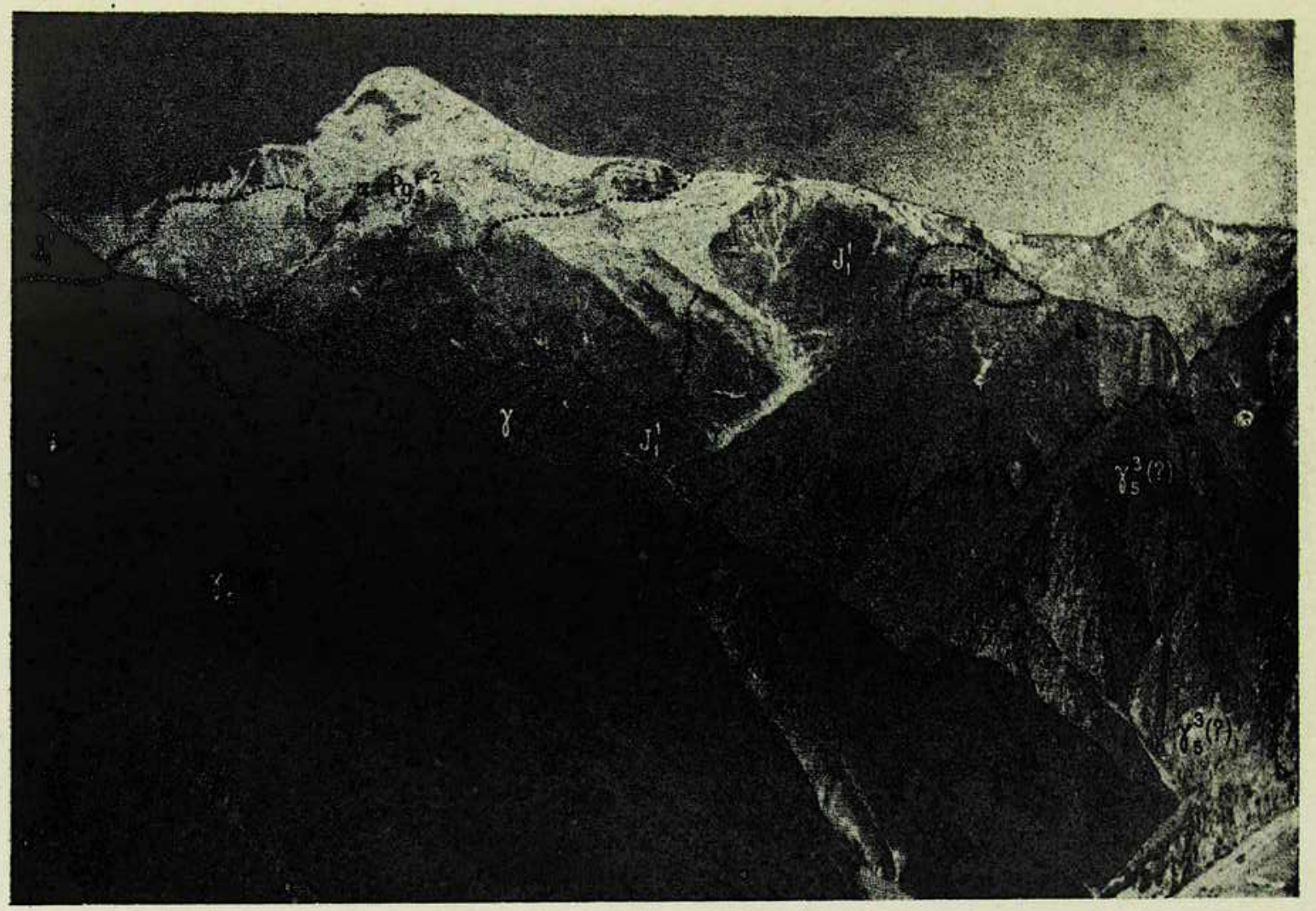


Фото 1. Казбек; вид с северо-востока, с правобережья ущелья р. Кистинки. Фото и наблюдения (контуры) К. Н. Паффенгольца (1959—1968).

Обозначения: γ—гранодиориты; J_1^1—кистинская свита; J_1^2—циклаурская свита; $\alpha_3^1 P_{1-2}$—нижняя (дислоцированная) вулканогенная толща массива г. Казбек; $\alpha_2^3 Ng_2^3$ак—верхнеплиоценовые (акчагыл) лавы конуса Казбека.

часто по этой пачке происходят разрывы и скольжения при надвигах, что усиливает процесс графитизации углистого вещества.

Кистинская свита согласно сменяется кверху осадочно-вулканогенной свитой (циклаурской, мощностью 1000 *м*), относимой к среднему лейасу. Характерную особенность ее составляют многочисленные пластовые массы диабазов и порфиритов (мощность от 1 до 5—6 *м*, изредка до 40 *м*), а также тонкие (от 10—15 *см* до 4 *м*) прослои вулканического туфа порфиритового состава.

Выше согласно залегает мощная (1500 *м*) песчаниково-глинисто-сланцевая толща (Джерахская), уже хорошо охарактеризованная фаунистически и отнесенная к верхнему лейасу (тоар + аален).

Жильные диабазы в этой свите отсутствуют.

До сего времени некоторые исследователи придерживаются мнения о интрузивном характере порфиритов и диабазов; но такое заключение решительно опровергается участием их в согласной складчатости и наличием прослоев их туфов. Здесь наблюдается процесс интенсивной вулканической деятельности нижнеюрского времени в типичных геосинклинальных условиях.

Контакт дарьялских гранитоидов с породами кистинской свиты, несмотря на наличие «базальных конгломератов», все же считали тектоническим; на крыльях куполообразной антиклинали указывались многочисленные разрывы и надвиги; целые зоны в граните отмечались спрессованными, развальцованными и превращенными в милониты. Далее Д. С. Белянкин (1914, стр. 28 и 41) подчеркивает, что «подобно окружающим сланцам, дарьялский гранит пронизан пластовыми, грубо изоклинальными жилами зеленокаменных горных пород. Это обычные амфиболовые микродиабазы и порфириты».

Таким образом, дарьялские граниты отчетливо отграничивались от пород кистинской свиты, которая считалась значительно более молодой, в связи со старой концепцией, что все сланцы Главного хребта юрские, а граниты—палеозойские.

Однако наши повторные наблюдения показали, что гранитоиды отчетливо секут породы кистинской свиты, образуя местами по периферии массива хорошо выраженные зоны мигматитов (принимавшихся за милониты). Поскольку гранитоиды секут складчатость среднеюрского времени, то возраст их является во всяком случае послесреднеюрским; вероятно, они связаны с предкелловейской орогенической фазой. Однако, принимая во внимание данные определения их абсолютного возраста (по валовой пробе—125 млн. лет; Г. Д. Афанасьев, 1958), можно считать их и нижнемеловыми. В таком случае они могут соответствовать меловым гранитоидам западной части Большого Кавказа, а также гранодиоритам Мехманинской (Гюльятагской) интрузии восточной части Малого Кавказа.

Из вышеизложенного явствовало, что эффузивный вулканизм для нижне-среднеюрского времени на Большом Кавказе констатировался только в западной его части (до Терека); в восточной же части Главного хребта описывались для этого времени проявления лишь интрузивного вулканизма, что является явным парадоксом. Все многочисленные вулканогенные породы восточной части Главного хребта, приуроченные к нижне-среднеюрской флишево-песчаниково-сланцевой толще, считались силловой фацией среднеюрского вулканизма (альбитовые и лабрадоровые типы; Д. С. Белянкин, 1914).

Но эти «пластовые дайковые» образования участвуют в складчатости, причем приурочены как к нижнелейасовым (дотоарским), так и к тоарским и среднеюрским отложениям; поэтому они могут быть только послекелловейскими, что опровергает их батский (?) возраст.

Гора Кабарджин (около 3000 *м*), по правобережью р. Терек, выше сел. Сиони, считалась четвертичным вулканом, но наши исследования показали, что ее вулканогенные образования (от основных до кислых) подчинены толще глинистых сланцев тоара. Далее к востоку, в верховье р. Пшавской Арагвы, известная в литературе чимгис-чаохинская диабазовая формация подчинена как отложениям тоара, так и нижнего лейаса; здесь нами констатированы (ниже сел. Рошка) прослои типичных подушечных лав. Д. С. Белянкин (1914) отмечает, что чимгис-чаохинская диабазовая формация сходна с альбитовыми диабазами и диабазовыми порфиритами Красной поляны.

Еще далее к востоку среди указанной тоарской (и нижнелейасовой) толщи в южном Дагестане указывались многочисленные пластовые дайки диабазов (Бежитинская свита), участвующих в складчатости. По нашим наблюдениям, это эффузивные образования, весьма типичные для геосинклинального вулканизма. Указанные «пластовые дайковые» образования группировали раньше в два пояса: 1—кахетинский (или южный диабазовый пояс) и 2—казбекский и северный диабазовые пояса. Последний протягивается в Боковой хребет Дагестана и Чечено-Ингушетии; приурочен к разломам (Сагодинскому и др), а первый—к зоне смятия.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1898) и Д. С. Белянкин (1914) впервые указывали на наличие в Центральном Кавказе двух петрологических типов диабазов—пироксеново-альбитовых (колотанский тип) и уралитово-лабрадоровых (ассинский тип). Колотанский тип иначе называется чимгис-чаохинским, соответственно мощному развитию его в горных хребтах Чимгис-клде и Чаохи. Эти данные впоследствии принимались многими исследователями, считавшими их интрузивными образованиями. Г. С. Дзоценидзе (1942) установил петрологическую связь диабазовых пород Центрального Кавказа с байосской спилито-порфиритовой серией Закавказья и отнес колотанские диабазы к спилитам. Дальнейшие исследования показали, что Колотанский комплекс пород представляет нормальную вулканогенную серию эффузивов, подчиненных песчаниково-сланцевой толще нижнего-среднего лейаса.

Таким образом, следует признать, что в восточной части Главного хребта в нижне- и среднеюрское время также протекал интенсивный эффузивный вулканизм, подобно другим районам Кавказа (западной части Главного хребта и Армении).

А. Г. Долгих (1968) выделяет в Сланцевом Дагестане следующие магматические комплексы.

3. Послеааленский (до верхнеюрский). Дайки тонкозернистых диабазов и долеритов; указывается, что некоторые дайки секут складчатость.

2. Позднеааленский. Покровы спилитов, базальтов и диабазов; интрузивные залежи габбро-диабазов, диорито-диабазов, диабазов и лейкодиабазов. Дайки диабазовых порфиритов, диабазов, долерито-диабазов, а также диабазы периферических частей сложных даек. Гранит-порфиры центральных частей сложных даек и маломощные жилы биотитовых и лейкократовых гранитов и альбититов в интрузивных залежах габбро-диабазов и диабазов.

В отдельных интрузиях отмечаются разности обогащенные щелочами; отнесены к эссекситам (И. Ф. Рудянов; 1968).

1. Позднетоарский. Эффузивы и интрузивные залежи долеритов, базальтов и диабазов, а также дайки долеритов и диабазовых порфиритов.

Все эти разновозрастные магматические образования сформировались, по указанному автору, до предкелловейской орогенической

фазы. По нашему мнению интрузивный магматизм проявился в связи с упомянутой фазой, а также в более позднее время, накладываясь на предыдущий вулканизм. Их образования (особенно гипабиссальные фации) нередко смешивают друг с другом.

Медные, полиметаллические и др. месторождения южного Дагестана связаны с интрузивными породами основного состава.

В Кахетии к диабазо-порфиритовым породам приурочены секущие их мелкие тела кислых интрузивных пород (гранитоиды), с которыми связано медно-пирротиновое (с кобальтом) оруденение. Эти интрузии Г. М. Заридзе условно считает также юрскими, хотя для части из них весьма вероятен и более молодой возраст.

Интересно отметить, что в Кахетии В. Я. Эдилашвили отмечает в отложениях верхнего лейаса (сланцы, песчаники) также наличие покровных эффузивных пород основного состава. В этом же районе образования нижнего лейаса представлены, по указанному автору, темными сланцами (филлитизированными), реже кварцитами с эффузивными покровами и жилами микрозернистых габбро-диоритов.

В Белоканском районе среди черно-серых глинистых сланцев лейаса встречаются пластовые жилы (?) изверженных пород, являющиеся здесь отличительным признаком нижней юры. Констатировано также обилие кварцевых и кальцитовых жил. М. А. Кашкай и И. Н. Ситковский отмечают в этом районе дайковую фацию габбро-диабазов и дацитов третичного (?) возраста.

В районе сел. Кишлак—гор. Нуха, по правую сторону дороги Варташен—Нуха, среди известняковой толщи выступает крупный массив порфиритов и порфиритовых туфов.

Юрская и нижнемеловая толщи района Белоканы—Нуха участвуют в альпийской складчатости, слагают складки, опрокинутые несколько к югу. Наблюдаются также изоклинальные или гофрированные складки, осложненные разрывами различной амплитуды.

Следует подчеркнуть, что дайковые (типичные) породы (диабазы, габбро и габбро-диориты) южного Дагестана некоторые исследователи относили к теплинскому комплексу. Поскольку возраст последних нами определяется как верхнепалеогеновый—нижнемиоценовый, встает вопрос о пересмотре возраста и Дагестанских интрузивных образований и связанного с ними оруденения.

Далее, на Большом Кавказе выделяется предкелловейская гранит-порфировая («кератофировая») интрузия, породы которой широко развиты в Садонском рудоносном районе, где они локализуются в пределах предкелловейских антиклиналей. Существовало предположение, что они являются корнями излияний кератофиров лейаса, но затем Г. М. Ефремовым было установлено, что, кроме даек, они слагают довольно крупные массивы, прорезающие граниты и эффузивные кератофиры.

Эти массивы в свою очередь прорываются дайками. Кроме того, дайки этих пород нередко секут крупные послесреднетоарские разломы. Таким образом, эти кератофиры надо считать более молодыми интрузивными образованиями по сравнению со среднелейасовыми эффузивными кератофирами. Анализ тектонических взаимоотношений в районе Садона показывает, что внедрение «кератофиров» следует связывать с предкелловейской складчатостью. Но они могут оказаться и третичными (см. ниже).

Макроскопически кератофиры имеют эффузивный облик; структура их порфировая, но основная масса полностью раскристаллизована. В отличие от эффузивных кератофиров химический состав их соответствует не сиенитам, а гранодиоритам. Эти породы наиболее широко

развиты в Северной Осетии, где с ними связывают полиметаллическое оруденение Садонского рудника. К этому же возрасту относят и некоторые дайки сходных пород в рудоносной области Дагестана. Вероятно, местами они ранее описывались как габбро-диабазы.

На южном склоне Главного хребта, в западной его части, юрские интрузии типично представлены в Абхазии—в ущельях рек Западная Гумиста, Восточная Гумиста, Келасури, Амтхел, Джампал, Кодори и в других местах и, кроме того, в Дзирульском кристаллическом массиве (Хевисджварская интрузия). Состав интрузивов—гранитоидный и кварцево-габбро-монцонитовый.

Эти интрузии прорывают древние кристаллические породы, аспидные сланцы лейаса и породы порфиритовой свиты байоса и перекрываются (?) трансгрессивно породами нижнего мела.

Кроме того, в Абхазии галька упомянутых интрузивных пород найдена в кимеридж-титонской пестроцветной свите. Эти интрузии Г. М. Заридзе считает батскими, хотя, по крайней мере для части из них, нельзя считать исключенным и верхнеюрский возраст. В Главном хребте подобные породы прорывают аспидные сланцы лейаса, местами пересекают линию Главного надвига. Возраст интрузий определяется как батский. Наиболее крупной (120 $км^2$) является Келасурская интрузия* (по рекам Гумиста, Келасури и Кодори), сложенная биотито-рогово-обманковыми и аплитовидными гранитами, приобретающими к периферии более основной характер. Массив пересечен дайками аплитов, пегматитов, кварцевых порфиров, диабазов, а также несущими оруденение кварцевыми и кальцитовыми жилами.

Также батскими, но несколько более древними, считают кварцевые габбро-монцонитовые интрузии, так как они часто слагают периферические части гранитоидных тел, секутся апофизами последних и обломки их образуют ксенолиты в гранитах.

В Центральной части Б. Кавказа, по всей южной тектонической границе древних кристаллических пород с юрскими глинистыми сланцами (Абхазия, Земо-Сванети и Земо-Рача), известны дациты, альбитофиры и гранитоиды. Они слагают зоны в контактовой полосе указанных двух комплексов пород и секут надвиговую зону.

Здесь известен ряд интрузий (Ушба-Эцерская, Абакурская, Бангурская), секущих лейасовые отложения. Самой крупной и типичной среди них является Ушба-Эцерская интрузия (дайкообразная), приуроченная к ядру Ушбинской антиклинали, располагаясь в полосе Главного надвига (О. Д. Хуцишвили и О. З. Дудзури, 1966). Интрузия характеризуется ассоциацией габбро-диабазов и гранитов, интенсивным проявлением процесса ассимиляции основных пород гранитами и наличием ряда гибридных пород, возникших в результате этого процесса.

Исходя из установленной закономерной связи гранитоидных интрузий с тектонической фазой (предкелловейской), дислоцировавшей вулканогенно-осадочные геосинклинальные свиты, возникает предположение: не являются ли эти интрузии юрскими? Они приурочены к интенсивно дислоцированным, содержащим иногда туфовый материал, диабазо-порфиритовым сланцевым толщам, вероятно, синхроничным спилитово-диабазово-порфиритовой свите байоса. Северная полоса этих образований проходит примерно через Мамисони, Чанчахи, Чвешура, Ингури, а южная, в виде так называемого «диабазового горизонта», через Уцера и, по-видимому, продолжается до Квемо-Сванети, в район сел. Лентехи.

* По нашим наблюдениями (1969) она является третичной.

В указанном выше понимании надвиг древнего кристаллического субстрата на флишевую свиту увяжется с юрской тектонической фазой, как это допускал для западной части южного склона Б. Кавказа еще К. И. Чичинадзе и допускает ныне для юго-восточной его части В. Е. Хаин. По мнению первого автора «основные крупные элементы этой структуры возникли еще в мезозое, начиная с конца средней юры».

Среднеюрские флишевые отложения в пределах южного склона Б. Кавказа постепенно переходят в верхне-юрские и перерыв наблюдается лишь на границе с мелом; это указывает на более сильное проявление андской тектонической фазы в этой части южного склона, нежели в переходной зоне и на Грузинской глыбе, где сильнее сказалась чегемская (батская) фаза, с которой связывают многочисленные гранитоидные и им подобные интрузии (Абхазия и Дзирульский массив). Поэтому Г. М. Заридзе допускает связь некоторых из названных выше интрузий с андской фазой тектогенеза.

Л. А. Варданянц молодые интрузии Восточного Кавказа разделяет на два комплекса. В первый из них входят интрузии так называемого теплинского типа, а во второй—южнодагестанские интрузии, обнажающиеся в бассейнах рр. Самур и Ахты-чай.

Первый комплекс интрузий упомянутый автор разделяет на две группы. Первая из них, более древняя по возрасту, представлена в большинстве гранодиоритом, с переходами в одну сторону к граниту, а в другую—к кварцевому диориту и сиенито-диориту. Обычно—это светло-серые среднезернистые, несколько порфировидные породы, состоящие главным образом из кварца, плагиоклаза (близкого к андезину), анортоклаза и биотита. Довольно часто присутствует зеленая роговая обманка, а иногда и ромбический пироксен. С этими породами парагенетически связаны гранитпорфировые разности, а также аплиты и пегматиты. Наряду с анортоклазом иногда присутствует и почти типичный микроклин, как, например, на леднике Сангути. Залегают такие породы почти всегда в виде небольших неправильных массивов, площадь которых лишь изредка достигает нескольких квадратных километров, обычно же измеряется только десятыми долями квадратного километра. Вмещающими породами для таких интрузий служат частью доюрские образования, частью же нижнеюрские сланцы, песчаники и породы кератофирового горизонта лейаса; как те, так и другие подвергаются всегда интенсивному метаморфизму. В состав этой группы входят в небольшом количестве и более основные интрузии, а именно: монцониты, габбро, габбро-диабазы и даже перидотиты, залегающие чаще в виде даек большой мощности и реже в виде мелких массивов.

Эту группу пород, как и южнодагестанский комплекс молодых интрузий, представленных как основными (габбро и габбро-диабазы), так и кислыми (кварцевые диориты, гранито-порфиры, сиенито-диориты) разностями, также предположительно относят к юре. По нашим представлениям эти интрузии являются верхнеэоценовыми.

По данным С. П. Соловьева, экзоконтактовые породы Тырныаузской интрузии содержат гранат, диопсид, везувиан, андалузит, хиастолит, пренит, эпидот, цоизит, скаполит, турмалин, серпентин, хлорит, волластонит, апатит, циркон, кордиерит, титанит, рутил, шпинель, корунд и др. Помимо указанных минералов, имеются рудные минералы (шеелит, молибденит и др.).

Упомянутый автор эту интрузию относит к плиоцену, ввиду почти тождественного состава липаритов этой интрузии с липаритами Эльбруса. В то же время Л. А. Варданянц Тырныаузскую интрузию относит к нижней юре.

Прямых данных для уточнения возраста этих интрузий не имеется: выходы интрузий теплинского типа, расположенные шестью-семью гнездами, совпадают с наиболее крупными молодыми эффузивными образованиями (Казбек, Тепли, водораздельный узел ледников Цей, Сангути, Донисар и др.). Л. А. Варданянц относит их к верхнему плиоцену, причем, по его мнению, они являются корнями вулканических образований.

Г. М. Заридзе полагает, что здесь смешиваются качественно совершенно различные образования. Среди кислых жильных пород, несомненно, имеются корни соответствующих эффузивов, но едва ли к таковым можно отнести такие интрузии, как, например, Каробскую, Сакаурскую, Цурунгальскую, Эцерскую и др., характеризующиеся сильным контактовым воздействием на вмещающие породы и рудоносностью. Эти и подобные интрузии в своем образовании связаны с тектонической фазой и прямой связи с эффузиями не обнаруживают. Они, по-видимому, по его мнению, более древние и частично, быть может, юрские (Эцерская интрузия).

На Дзирульском кристаллическом массиве установлены кислые и среднего состава интрузивные породы позднеюрского возраста (Хевская и Чалванская интрузии), представленные кварцевыми диоритами, банатитами и гранодиоритами. Они прорывают отложения байоса, а перекрываются породами нижнего мела, чем определяется их верхнеюрский возраст. Вероятно, они связаны с предкелловейской орогенической фазой.

К среднеюрскому возрасту, возможно, относятся щелочные гранитоиды бассейнов рек Черека-Безингиевского и Теберды-Даута (Джалпак), а также кварцевые порфиры и гранодиорит-порфиры Туапсинского района. К этому же возрасту относят эцерский комплекс гипабиссальных образований, представленный рядом пород возрастающей кислотности (габбро, кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты (оз. Кардывач) и их жильная серия); слагают малые интрузии, протягивающиеся вдоль продольных разломов в зоне Главного хребта, главным образом в Сванетии.

Нижнеюрские отложения Малого Кавказа представлены преимущественно в вулканогенной фации. Из анализа фациальных соотношений, литологического состава и характера фации вулканогенных толщ юры (а также кайнозоя) Малого Кавказа явствует, что они накапливались, в отличие от Большого Кавказа, частью на суше, а частью в мелком море.

Колоссальное количество туфобрекчий указывает на преобладавшую взрывную вулканическую деятельность. Излияния лав были частью наземные (?), частью подводные; судя по их значительному региональному развитию излияния лав были трещинного типа, но существовали, вероятно, и отдельные вулканические центры, приуроченные к вулканическим островкам, расположенным вдоль тектонических линий регионального порядка. Наличие прослоев внутриформационных конгломератов и туфоконгломератов указывает на протекавшие здесь колебательные движения, в частности, на опускания, следовавшие тотчас за извержением лав.

Наибольшее развитие юрские вулканогенные отложения имеют в пределах Сомхетско-Ганджинской зоны, где находилась глубоко прогнутая первичная геосинклинальная область (эвгеосинклиналь по М. Кею). Подводящими каналами для магмы являлись продольные трещины (небольшой амплитуды) в зоне растяжения дна прогиба.

Разрез нижней и средней вулканогенной юры Малого Кавказа следующий (сверху вниз): 1—верхняя вулканогенная толща, 2—свита

кварцевых порфиров (плагиопорфиров) и 3—нижняя вулканогенная толща, относящиеся, по нашим данным, соответственно к доггеру, верхнему лейасу (аалену) и среднему-нижнему лейасу.

Нижнеюрская вулканогенная толща представлена порфиритами различной основности, их туфами и брекчиями и туфогенными песчаниками с весьма редкими прослоями известняков.

Вулканогенные породы этой толщи обычно характеризуются специфическими зеленокаменными изменениями, существенно отличающими их от других аналогичных образований средней юры и мела. Они эпидотизированы, хлоритизированы, уралитизированы. Верхняя вулканогенная толща почти идентична по составу нижней.

Кварцевые плагиопорфиры перемежаются с туфами и брекчиями такого же состава; эта свита располагается трансгрессивно, но без заметного углового несогласия на нижней толще и перекрывается трансгрессивно и с существенным угловым несогласием верхней вулканогенной толщей. Перед лейасом на Малом Кавказе (как и на Большом) появилась региональная древнекиммерийская орогеническая фаза.

Верхняя юра Малого Кавказа выражена в вулканогенно-осадочной фации (Алаверди, Дашкесан, Кедабек, Кафан).

Наиболее полные, фаунистически охарактеризованные разрезы лейаса (готтанг-нижний аален) на территории Малого Кавказа находятся в Сомхетско-Ганджинской зоне—на северном склоне Джандарского (Локского) массива и в междуречье рр. Ахынджа-чай и Дзегам-чай (Шамхорское поднятие). В Джульфинском ущелье р. Аракса возраст базальтовой толщи лейаса определяется ее положением между фаунистически хорошо охарактеризованными отложениями верхнего триаса и байоса.

В других районах Малого Кавказа возраст указанных трех толщ многими исследователями толкуется по-разному. Кварцевым плагиопорфирам не придается стратиграфического значения; главная масса их отнесена к байосу, но указываются подобные же эффузивы, прослаивающие вулканогенную толщу лейаса, которая относится в основном в тоару, являющемуся, по их мнению, резко трансгрессивным.

Такое толкование обусловлено беглыми наблюдениями и неправильным толкованием некоторых фактов. Так, например, внутриформационные конгломераты (и туфоконгломераты) некоторые исследователи считают базальными, чем и обосновываются перерывы, несогласия и трансгрессии (тоарская и др.).

Указанные кварцевые порфиры на всей территории Малого Кавказа занимают одинаковое стратиграфическое положение. Состав их, естественно, несколько меняется в разных районах (и зонах), почему их нередко именуют по-разному. Для Сомхетско-Ганджинской зоны они хорошо описаны Ш. А. Азизбековым (1947), определившим их как кварцевые плагиопорфиры. В Кафанском районе они впервые были выделены А. Эрном (1910) под названием кварцевые порфиры; В. Н. Котляр и А. Л. Додин (1937) определяли их как «кварцевые порфириты барабатумской серии». Другие исследователи относили их к кератофирам, кварц-роговообманковым порфиритам, кварц-плагиоклазовым порфиритам и кварцевым порфиритам, в соответствии с преобладанием в них какого-нибудь минерала. Но общим для всех разностей является наличие прекрасно выраженных кристаллов бипирамидального кварца (от 0,5 до 4—5 *см*).

Э. Г. Малхасян (1958) на основании микроскопических исследований и результатов химических анализов относит породы барабатумской серии к кварцевым порфиритам спилитового характера, образо-

вавшимся в подводных условиях. Порода отчетливо порфировая, серого цвета с различными оттенками, от светло-зеленого до серовато-зеленоватого. Под микроскопом структура порфировая с микрофельзитовой основной массой, состоящей из мелкозернистого кварцевого и полевошпатового материала. Вкрапленники представлены кварцем (низкотемпературным) и плагиоклазом (№ 37—35); акцессорные минералы—апатит (редко), пирит, марказит, магнетит; вторичные—хлорит, карбонат, серицит и пренит.

Покровы кварцевых порфиров слагают на территории Малого Кавказа громадные площади (Сомхетско-Ганджинская зона). Сравнение образцов кварцевых порфиров из разных районов в области показывает их поразительное сходство, почему они вполне обоснованно могут считаться маркирующим горизонтом (К. Н. Паффенгольц, 1925).

Результаты изучения шлифов этих пород и данные химических анализов подтверждают их значительную близость. Почти все анализы укладываются в довольно узкий интервал по содержанию SiO_2 (65—70%), примерно соответствующий магме липаритового состава.

Преобладание натрия над калием при общем содержании щелочей несколько отличает эту магму от среднего типа липаритовой или риолитовой магмы по Дэли, к которому она ближе всего подходит по остальным характеристикам.

В последние годы некоторые исследователи выдвинули идею о наличии среди эффузивных кварцевых плагиопорфиров также и их интрузивных (субвулканических) фаций. Далее пытались установить с последними генетическую связь колчеданного оруденения, считая их по времени внедрения более поздними. По форме эти интрузивные фации проявляются, по данным исследователей, в виде экструзивных куполов, различных размеров и конфигураций. Однако экструзивный характер таких куполов (брахискладок—по нашим данным) сомнителен, поскольку кварцевые порфиры сопровождаются здесь их туфами и туфобрекчиями.

Указанная интересная концепция, не отвечающая масштабам оруденения, опровергнута последующими повторными детальными исследованиями и резко отрицательными результатами разведочного бурения на подобных предполагаемых куполах (Ахтала, Кедабек).

Кварцевые плагиопорфиры нередко имеют спилитовый характер, благодаря своим литологическим и структурным особенностям они легче других вулканогенных пород подвергаются процессам гидротермального метаморфизма, превращаясь при благоприятных структурных условиях и наличии на глубине кислых интрузий в весьма типичные вторичные кварциты с «глазками» (бипирамиды) первичного кварца. Эти кварциты нередко являются вместилищем крупных сульфидных скоплений («кедабекский» тип месторождений).

Интрузивные породы юрского возраста известны лишь в единичных пунктах Малого Кавказа, причем необходимо отметить, что указанный возраст также является для них в некоторой степени условным.

Так, например, некоторые исследователи относят к байосу и частью к верхней юре большой комплекс интрузивных пород Сомхетско-Ганджинской зоны, а также Кафанской (см. ниже).

По ряду косвенных признаков среднеюрскими можно считать лишь диориты, габбро-диориты и сиенито-диориты, слагающие ряд мелких интрузий по р. Турагай-чай (левый приток р. Тертер). В Храмском массиве к этому возрасту условно относили банатиты и жильные габбро и диабазы, затем гранит-порфиры с фациями кварцевых порфиров.

Меловые отложения имеют на Кавказе обширное развитие, опоясывая оба горных сооружения. Представлены они главным образом нормально морскими осадками, хорошо охарактеризованными фаунистически; поэтому возраст подчиненных им вулканогенных образований обычно хорошо датирован. На приложенной схематической геологической карте (рис. 1) меловые отложения объединены.

На Большом Кавказе вулканизм проявился в слабой степени на южном его склоне (центральной части) в нижнемеловое время. В отложениях альб-апта Сухуми-Ткибульской зоны и Грузинской глыбы констатированы прослои туфогенных песчаников и вулканических пеплов (в свите Нафтис-хеви). Следует, однако, указать, что этот вулканический материал мог быть принесен сюда с юга-востока из области Малого Кавказа, где проявления вулканизма упомянутого времени имели значительно бóльшие масштабы (Аджаро-Триалетия, Шамшадинский район Армении и др.).

Проявления эффузивного вулканизма значительного масштаба протекали на Большом Кавказе в сеноманское время. На громадном протяжении его южного склона, от Шемахи, Вандама и Нухи на востоке до Сочи и Туапсе на западе, сеноманские морские отложения включают вулканогенные образования, достигающие местами большой мощности (вандамская толща—до 1500 *м*). Сплошь вулканогенной является в западной Грузии верхнемеловая свита «Мтавари». Слагается она туфобрекчиями, туфами, туфопесчаниками и туфоконгломератами с прослоями и линзами известняков, а также пластовыми и секущими телами базальтов. Возраст свиты «скользящий»: в одних районах—турон-коньяк-сантонский, а в других не поднимается выше нижнего турона. Максимальная мощность свиты определяется в 500—550 *м*, а ее возраст—по стратиграфическому положению.

В юго-восточной части южного склона Большого Кавказа (в Вандамо-Лагичском районе) развита вулканогенная толща, относимая к низам сеномана—верхам альба. Мощность ее у сел. Лагич достигает 1300 *м*; к северо-западу она уменьшается (западнее гор. Нухи—всего 100 *м*).

Представлена толща туфами, туфоконгломератами, полимиктовыми туфопесчаниками и туффитами, которым подчинены различные порфириты (лабрадоровые, рогово-обманковые, диабазовые, мандельштейновые). Последние и вариолитовые разности порфиритов приурочены к периферическим частям покровов. Миндалины состоят из темно-бурого стекла, пироксена и плагиоклаза; промежутки между вариолами заполнены пироксеном, диаллагом и плагиоклазом.

В Кутаисском и Цулукидзевском районах южной Грузии развита туронская вулканогенная толща, состоящая из анальцимовых оливиновых базальтов, пикрит-базальтов и, реже, трахи-базальтов. В районе сел Дедалаури в этой толще встречен покров фонолитов; этот фонолит является первой нефелиновой породой в Грузии, образовавшейся в результате дифференциации магмы туронского вулканического очага на Грузинской глыбе (Г. С. Дзоценидзе, 1947).

На Малом Кавказе эффузивный вулканизм широко проявился после нижнемелового времени (валанжин-готерив Кафана, альб-апт Шамшадина и Аджаро-Триалетии и др.) в сеномане, туроне и сантоне.

Наибольшее площадное развитие и выдержанное стратиграфическое положение имеет сантонская вулканогенная толща.

Эффузивы сеномана представлены разнообразными порфиритами (от основных до кварцевых включительно); в толще сантона преоб-

ладают обычно порфириты и их обломочные разности. Сантонская толща бассейна р. Веди представлена сравнительно глубоководными кремнисто-вулканогенными, а также прибрежными и мелководными терригенными образованиями (М. А. Сатиан и др., 1968).

В юго-восточной Грузии, в районе Маднеульского медного месторождения верхнемеловая вулканогенная толща расчленена на три свиты:

1. Вулканогенно-карбонатная свита—на северной периферии Локского массива фаунистически относится к нижнему сеноману, а на Храмском массиве—к сеноману вообще. Представлена известняками и вулканогенными породами порфиритового состава (70—800 *м*).

2. Вулканогенная свита; подразделяется на: а) пестроцветные хлоритизированные туфы и туфобрекчии верхнего сеномана, мощностью в 130—570 *м* (выделяется только на Локском массиве; б) слоистые хлоритизированные туфы и туфопесчаники нижнего турона, мощностью в 150—500 *м*; на Храмском массиве она не отделена от вышележащих толщ; в) мощную вулканогенную толщу верхнего турона сантона (900—2000 *м* и больше), в которой на уровне коньякского яруса выделяется линзообразный горизонт, по составу отвечающий авгит-лабрадоровым порфиритам; г) толщу основных, авгит-лабрадоровых порфиритов и их пирокластитов нижнего кампана (100—600 *м*).

3. Карбонатная серия; представлена слоистыми известняками верхнего кампана-дата.

Вулканогенные породы подверглись в районе месторождения интенсивным гидротермальным процессам. Среди них в первую очередь следует назвать окварцевание (кремниевый метасоматоз) и альбитизацию (натриевый метасоматоз). Наряду с ними с той или иной интенсивностью протекали также и другие процессы: хлоритизация, лимонитизация, карбонатизация, цеолитизация, эпидотизация, серицитизация, калишпатизация, образование некоторых рудных и акцессорных минералов и др.

Слабая вулканическая деятельность протекала на северном склоне Малого Кавказа (Сомхетско-Ганджинской зоне) и в верхнем сеноне; об этом свидетельствуют адсорбционные глины, представляющие измененные гальмиролизом вулканические пеплы, приуроченные к мергелистым известнякам кампан-маастрихта.

Анализируя химические составы пород верхнемеловой толщи, можно сделать следующие выводы.

Наибольшее количество кремнезема (61, 90—67, 73%) содержится в трассах и наименьшее (48,93%) в диабазовых порфиритах. Плагиоклазовые порфириты характеризуются содержанием SiO_2 от 53,26 до 66,19%. Глинозем в максимальном количестве присутствует в туфобрекчиях (22,12%) и в минимальном (9,82)—в трассах. FeO в малом количестве (0,26%) находится в трассах и в большом количестве (7,86%)—в долерите; Fe_2O_3 колеблется в пределах от 0,16% в трассах до 6,64%—в диабазовых порфиритах. Окислы MgO и CaO не подвержены сколько-нибудь значительным колебаниям; так, в трассах содержание MgO чаще менее 1%. В других породах MgO присутствует в несколько большем количестве. Максимальный предел (5,04%) этого окисла наблюдается в долерите. Наибольшее содержание суммы щелочей (8,10%) фиксируется в плагиоклазовом порфирите и наименьшее (2,73%)—в диабазовых порфиритах. В остальных породах среднее содержание щелочей составляет 5,30%.

Проявления интрузивного вулканизма мелового времени констатируются в следующих районах.

Для раннемелового времени в северо-западной части Б. Кавказа намечаются два интрузивных пояса: южный и северный, из которых отчетливо выражен только северный.

Северный, или так называемый Кардывачско-Санчарский, пояс представляет собой сложный магматический комплекс, в котором выделяются отвечающие фазам формирования комплекса следующие разновидности пород: 1—габбро- и габбро-диориты, 2—диориты, 3—кварцевые диориты, 4—граниты серые и красные, 5—многочисленные схизолиты—от диабазовых до кварцевых порфиритов. Среди пород южного пояса установлены диориты, габбро-диориты и диоритовые порфириты.

Интрузии указанных поясов прорывают в разных местах отложения средней и верхней юры, баррема и альба; галька их (?) встречена в конгломерате верхнего мела. Таким образом, они, видимо, приурочены к предсеноманской орогенической фазе.

Выходы габбро известны только в истоках р. Аксаута. Диориты и кварцевые диориты обнажаются в истоках р. Лабы; местами в них встречаются ксенолиты мелкозернистых габбро.

Позднемеловые габбро (щелочные) констатированы у сел Аибга по р. Псоу.

Гранодиориты встречены в верховьях рр. Кизгыч и Б. Лабы; первый выход протягивается далеко на запад по южному склону Главного хребта. Гранодиориты прорывают диориты и содержат их ксенолиты. В контактовой с диоритами зоне наблюдается увеличение содержания роговой обманки и повышение основности плагиоклаза.

Граниты слагают небольшие массивы в истоках р. Б. Лабы и в бассейне р. Бзыби. Характеризуются монцонитовой (или микропегматитовой) структурой.

Лампрофиры формировались в завершающую стадию становления комплекса в южной части зоны Главного хребта; представлены многочисленными жильными телами, прорывающими как кристаллические сланцы, так и все породы интрузивного комплекса. По минералогическому составу эти образования не отличаются от пород габбро-диоритовой группы.

По химизму габброиды Санчаро-Кардывачского комплекса, в отличие от палеозойских основных пород, характеризуются несколько большим содержанием алюмосиликатов и в то же время беднее глиноземом. Гранодиориты же обладают натриевым составом и слабо пересыщены глиноземом.

Породы комплекса прорывают на южном склоне Главного хребта сланцы лейаса, верхней юры и нижнего мела, галька же сходных (?) пород встречается в отложениях верхнего мела. С интрузивным комплексом Кардывача связаны рудопроявления мышьяка, меди и др., пока еще слабо изученные.

В восточной части южного склона Главного хребта изверженные породы, кроме юрской (лейасовой) толщи, встречаются также среди отложений мелового возраста, слагая отдельные дайки. Верхний предел их возраста нередко является спорным.

В районе сел. Джалут встречено сильно выветрелое биотитовое габбро, а выше сел. Сары-баш—оливиновое габбро. В долине р. Лагодехи и в верховье р. Белокан-ӧр среди юрских сланцев констатированы диабазы и габбро-диабазы, порфириты (местами переходящие в вариолиты), слагающие большие массивы или образующие частые пластовые жилы.

Изверженные породы констатированы также в районах сс. Каладжух, Гердыман-чай, Лаиджа.

Заведомо раннемеловой возраст имеет гранодиоритовая интрузия района сел. Гюльятаг в Нагорном Карабахе. Интрузия прорывает породы средней юры и перекрывается трансгрессивно отложениями верхнего сенона; но метаморфизованные ею породы встречаются уже в составе галек базального конгломерата альба.

Площадь указанной интрузии около 100 *км*^{2}. Петрографический состав ее довольно сложен, преобладают породы гранодиоритового ряда, сменяющиеся в краевых частях массива кварцевыми диоритами. С интрузией связаны Мехманинское свинцово-цинковое месторождение и многочисленные жильные проявления полиметаллического и медного оруденения.

Возраст большей части гранитоидных интрузий северо-восточной части Малого Кавказа (Сомхетско-Карабахской структурной зоны) считается многими исследователями раннемеловым (преднеоценовым) главным образом на том основании, что в некоторых районах развития интрузий гальки их (или сходных пород ?) наблюдались в нижних горизонтах сеноманской толщи.

Другие исследователи (К. Н. Паффенгольц и В. Г. Грушевой) считают эти интрузии палеогеновыми (позднеэоценовыми) на основании того, что наиболее западная из них (Алавердская или Банушчайская) прорывает фаунистически охарактеризованные отложения среднего эоцена (г. Лалвар), а ряд малых интрузий, расположенных севернее,—верхнемеловые отложения. Упомянутые выше гальки могли происходить и из более древних—палеозойских или юрских интрузий. Краткая характеристика гранитоидных интрузий этих районов приводится ниже—при описании палеогенового магматизма.

Позднемеловой возраст ошибочно принимается некоторыми исследователями для ультраосновных и основных интрузий севанского офиолитового пояса, описание которых тоже приводится в разделе, посвященном палеогеновому магматизму.

4. КАЙНОЗОЙ

Отложения третичного возраста имеют на Кавказе обширное распространение (см. рис. 1), причем выражены они в самых разнообразных фациях—морских, пресноводных, вулканогенных и других, связанных между собою смешанного типа («переходными») фациями.

Резкое различие между третичными образованиями Большого и Малого Кавказа заключается в интенсивном проявлении в последнем вулканогенных фаций в отложениях всех ярусов кайнозоя. В Большом же Кавказе вулканические проявления констатированы лишь в олигоцене и акчагыле.

В Закавказье вулканическая деятельность верхнемелового времени прекратилась в нижнем сеноне; но она не угасла полностью, так как слабые следы ее констатируются и в верхнем сеноне, в виде прослаивающих карбонатную толщу указанного яруса свит диагенезированных пеплов, представленных ныне разнообразными глинами, обладающими специфическими свойствами.

С началом же третичного периода вулканизм снова вспыхивает здесь с огромнейшей силой и проявляется с неослабевающей энергией до верхнего олигоцена и неогена включительно. Интенсивность вулканических процессов, естественно, менялась в различных пунктах и районах в соответствии с их тектоническим положением. Любопытно отметить, что начиная с олигоцена эффузивы (особенно субаэральные фации) приобретают уже явно кайнотипный облик.

Накопление вулканогенных толщ было главным образом подводное, причем местами шло отложение осадков с морской фауной, а также накопление образований лагунного типа. Все указанные разности связаны взаимными переходами, почему разрезы эоцена и отличаются большим разнообразием фаций.

К сожалению, не все фации могут быть достаточно охарактеризованы фаунистически; бедность многих слоев фауной Абих объяснял постоянной и частой повторяемостью подводных (через трещины) вулканических извержений, сопровождавшихся выделениями газов и различными гидрохимическими влияниями, придававшими морской воде особые качества, вредные для органической жизни.

Наиболее полные фаунистически охарактеризованные разрезы эоцена в осадочно-вулканогенной фации находятся в Аджаро-Триалетии, приереванском районе и Талыше.

Интрузивные образования третичного времени также имеют большее развитие на Малом Кавказе; здесь их удалось убедительно расчленить по возрасту на позднеэоценовые и позднеолигоценовые—раннемиоценовые. Они играют исключительную роль в металлогении обоих горных сооружений; с ними связаны все крупнейшие рудные месторождения меди, железа, молибдена (Тырныауз и Каджаран) и полиметаллов Кавказа.

ЭОЦЕН

Проявления эффузивного вулканизма в эоцене Большого Кавказа выражаются наличием тонких прослоев и линзообразных скоплений вулканических выбросов в верхнем эоцене северо-западного Кавказа, а также в нижнем (нальчикины) и верхнем эоцене Нальчикского района. В эоценовой свите Квакеврис-хеви в Кахетии констатированы прослойки вулканического пепла.

На Малом Кавказе после некоторого затишья в позднесенонское время эффузивная вулканическая деятельность вспыхивает в эоцене с новой силой и продолжается почти без перерывов вплоть до постплиоцена включительно. Началась она, видимо, еще в палеоцене. Излияния каждого периода начинались основными разностями и кончались кислыми.

В северо-западной части Малого Кавказа, в Аджаро-Триалетской зоне, отложения эоцена представлены уже преимущественно в вулканогенной фации, при громадной мощности (до 6000 *м*). По направлению к востоку в Триалетском хребте постепенно ослабляется вулканогенный характер эоцена, почему в районе Тбилиси встречаются лишь прослои туффитов среди нормальных осадочных пород, общая мощность которых снижается здесь до 2500 *м*.

Эоценовая вулканогенная толща Аджаро-Триалетии представлена в основном разнообразными андезитами, их туфами, туфобрекчиями, а также базальтами. В северо-западной части области в верхах толщи отмечается смена пород; в геосинклинальных участках развиты андезито-базальты и известково-щелочная серия пород, а в переходной к глыбе—зоне Гурии—калиевая серия пород—калиевые базальты, лейцитовые тефриты и анальцимовые трахиты.

Лейцитовые породы встречены в Гурии на северном склоне Аджаро-Имеретинского хребта, в районе сс. Тхемляра, Неабоура, Шемокмеди и др., где слагают секущие тела среди вулканогенных образований среднего эоцена.

В основном указанные породы представляют собой лейцитовые фонолит-тефриты, которые по своему составу и структуре делятся на

три разновидности (Т. Г. Казахашвили и М. Л. Роква, 1951): 1—лейцитовый фонолит-тефрит, содержащий лейцит лишь в основной массе; 2—лейцитовый фонолит-тефрит, содержащий лейцит как в основной массе, так и в виде вкрапленников; 3—лейцитовый фонолит-тефрит, содержащий лейцит лишь в виде вкрапленников.

Помимо лейцитовых фонолит-тефритов, здесь встречаюстя и туфовые лавы с ксенолитами лейцитовых тефритов. Очевидно, что генетически все эти породы тесно связаны между собой. Весь указанный комплекс можно уверенно параллелизовать с подобным комплексом Памбакского хребта в Армении.

На территории Армении отложения эоцена получают большое развитие, причем выражены они в разнообразных, главным образом смешанных осадочно-вулканогенных фациях. На северо-восточном склоне Малого Кавказа эоцен выражен в фораминиферовой глинисто-мергельной фации, а далее к юго-востоку в Ленкоранском районе (Талыше) известен полный разрез палеоцена и эоцена, представленный преимущественно в вулканогенной фации (мощность до 4 *км*).

Интрузивных образований эоценового возраста на Большом Кавказе пока не доказано, но они предполагаются; на Малом Кавказе интрузивные комплексы этого времени имеют широкое развитие.

В крайней северо-западной зоне (Аджаро-Триалетской) Малого Кавказа, верхнеэоценовые интрузии представлены многочисленными мелкими телами, сложенными кварцевыми диоритами, сиенито-диоритами, монцонитами, сиенитами, кварцевыми сиенит-порфирами и др.

Эти интрузии прорывают вулканогенный средний эоцен в южной части Аджарии в бассейне р. Мериси (южный приток р. Аджарис-цкали) и в окрестностях гор. Озургети по рч. Нотанеби и Бжуджи у северной границы зоны, а также установлены в виде небольших выходов близ побережья Черного моря и в верховьях р. Аджарис-цкали. Кроме того, мелкие изолированные выходы габбро-диоритов и габбро известны и по северному склону Триалетского хребта (в восточной его части). К этой же пиренейской интрузивной фазе относятся, по Б. Ф. Мефферту, и отдельные пластовые залежи и дайки диабаза, основных порфиров и тешенитов по Аджаро-Имеритинскому и Триалетскому хребтам.

Однако, на основнии данных этой части Закавказья, как и некоторых других, районов, нельзя сделать вывод, что имеющиеся здесь редкие небольшие и совсем мелкие интрузии приурочены к антиклиналям. Скорее наоборот, наиболее значительные интрузии в районе гор. Озургети и сел. Мериси в Аджарии находятся в пределах широких синклиналей (по данным Б. Ф. Мефферта). Это обстоятельство ставит под сомнение строгую одновременность и тесную причинную связь интрузий с самим процессом складкообразования и позволяет предполагать, что внедрение их было обусловлено трещинами, образование которых происходило в постскладчатую фазу орогенеза.

В этом отношении весьма показателен район северного Дагестана («известнякового»). Несмотря на интенсивную складчатость, здесь нет выходов интрузивных пород, что объясняется отсутствием разрывных нарушений; в южном же Дагестане («сланцевом») развит разнообразный комплекс дайковых образований, приуроченных к разломам, осложняющим складчатость. Подобное явление наблюдается и в некоторых других районах.

Аджарские интрузии (сиениты, сиенит-диориты, монцониты) характеризуются несколько повышенным содержанием щелочей и, в частности, калия (по сравнению с другими третичными интрузиями Закавказья). С другой стороны, во всей рассматриваемой области имеются

потоки и мелкие интрузии базальтов с повышенной, против нормальной, щелочностью (в частности, кали-базальта в самой Аджарии), а также таких пород, как тешениты. В этом естественно усматривать родственную связь довольно основных аджарских интрузий с базальтовыми эффузиями и общность, а вероятно, и незначительную удаленность во времени происхождения обеих групп пород из одного глубинного очага. Принимая во внимание еще один факт, а именно расположение обеих главных групп интрузий (Озургетской и Мерисской) в каждом случае непосредственно к югу от крупнейших двух надвигов области, в поднятых южных крыльях их, можно предположить, что сама интрузивная фация этих пород объясняется пассивным поднятием затвердевших на большой глубине внедрений той же магмы, которая может быть лишь несколько позднее поднялась к поверхности по образовавшимся вслед за надвигами более крутым и открытым трещинам.

Интересно, что в этой зоне Закавказья совсем неизвестно кислых изверженных пород (кислее андезита), что, по-видимому, свидетельствует о значительной глубинности очага и быстром подъеме магмы к поверхности, благодаря глубоко проникавшим разломам.

В следующей же к юго-востоку Сомхетско-Ганджинской тектонической зоне Малого Кавказа с позднеэоценовой (пиренейской) фазой связано образование крупных интрузий, как кислых и средних, так и основных и ультраосновных.

Позднеэоценовыми являются многочисленные гранодиоритовые интрузии полосы (250 *км*) Алаверди—Кедабек—Дашкесан, приуроченные к антиклинальным поднятиям. С ними связаны крупные месторождения железных и медных руд. Этот интрузивный комплекс представлен рядом значительных и небольших по площади массивов, располагающихся среди вулканогенных толщ нижней и средней юры. Наиболее крупными (площадью от 50 до 100 $км^2$) являются Алавердский, Кохбский, Шамхорский, Кедабекский и Дашкесанский интрузивные массивы. Другая полоса интрузий этого возраста находится в Памбакском хр., к северо-западу от озера Севан, и совпадает примерно с продолжением севанского позднеэоценового офиолитового пояса.

Интрузии северного склона Малого Кавказа (Сомхетско-Ганджинской тектонической зоны) некоторыми исследователями считаются раннемеловыми (предсеноманскими); другие же относят их к поздней юре. Наши исследования (1965—1967 гг.) подтверждают их верхнеэоценовый возраст, установленный еще в 1925—1935 гг.

Позднеэоценовый возраст определенно установлен для наиболее западной, Алавердской интрузии и для интрузий Памбакского хр., которые прорывают осадочную толщу с нуммулитами среднего эоцена. Для остальных интрузий северного пояса такой возраст непосредственно не устанавливается; большинство из них прорывает только юрские образования. Кохбская (Шнохская, Кульпинская) интрузия кварцевого диорита и Зурнабадская прорывают отложения сеномана, одна из наиболее северных интрузий зоны (Далларская)—породы сенона, а Учтапинская (Кировабадская)—осадки сантона.

Позднеэоценовый возраст их определяется несколько условно, по аналогии с Алавердской интрузией на основании сходства структурных условий залегания и петрографического состава.

Некоторые исследователи считают возраст Кохбской интрузии досеноманским на основании нахождения к северу от интрузии, в районе сел. Ноемберян, выхода конгломератов (подчиненных сеноманской толще), галька которых представлена гранитоидами.

Но неоднократные повторные наблюдения подтвердили, что указанные конгломераты являются межформационными, галька их представлена

чуждыми гранитоидами, отвечающими таковым нижнепалеозойского субстрата, здесь не обнаженного. Кохбские же диориты отчетливо прорывают верхнемеловые отложения с наличием типичных интрузивных контактов.

Петрографический состав интрузий Сомхетско-Ганджинской зоны довольно разнообразен: преобладающими породами являются гранодиориты и кварцевые диориты, но наряду с ними наблюдаются как более основные разности (диориты, габбро-дисриты, габбро-монцониты), так и более кислые (например, граниты, слагающие Славянский массив), а в Памбакском хребте развиты и щелочные породы (вплоть до нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов).

Последовательность внедрения отдельных кислых и других интрузий верхнеэоценового времени рисуется для хорошо изученного района Памбакского хребта в следующем виде (по В. Н. Котляру): 1—кварцевые диориты и монцониты; 2—гранодиориты и граниты (возможно, субфаза первых); 3—порфировидные граниты; 4—сиениты; 5—нефелиновые и щелочные сиениты; 6—нордмаркиты, щелочные сиениты и монцониты.

Основные и ультраосновные породы (так называемого офиолитового пояса) в средней части Малого Кавказа приурочены к зоне интенсивно дислоцированных пород (поясу изоклинальной складчатости) позднемелового и ранне-среднеэоценового возраста, пододвинутых под вулканогенную толщу лейаса. Некоторые исследователи склонны относить бóльшую часть офиолитовых интрузий к позднему мелу, допуская наличие гипербазитов двух возрастов—верхнемелового и верхнеэоценового. Меловой возраст некоторых ультраосновных интрузий обосновывается ими нахождением галек сходных пород в базальных конгломератах верхнего мела (турона и сантона) по северо-восточному побережью озера Севан и в бассейне р. Тертер. Однако нами уже давно (1934) указывалось, что галька упомянутых основных и ультраосновных пород принадлежит древним интрузиям, невскрытым эрозией. Во многих пунктах можно наблюдать интрузивные контакты гипербазитов как с этими конгломератами, так и со всей серией пород верхнего мела. Поэтому некоторые исследователи стали допускать наличие гипербазитов двух возрастов—верхнемелового и верхнеэоценового.

А. Л. Книппер и Ю. Л. Костанян (1964), основываясь на своих полевых наблюдениях, произведенных с предвзятой установки, считают, что в гипербазитовом поясе Армении широко распространены протрузии ультраосновных пород, время внедрения которых резко отличается от возраста слагающих их гипербазитов; последние они считают верхнемеловыми, холодное внедрение же протрузий происходило, по их мнению, в третичное время.

Указанная концепция является по геологическим данным совершенно невероятной, так как трудно допустить «выдавливание» всего сложного комплекса пород—от перидотитов до габбро-диоритов и диоритов со всеми их контактами (взаимоотношениями) в ненарушенном (не хаотическом) состоянии (виде), как это наблюдается в действительности.

Породы офиолитового пояса на многих участках отчетливо прорывают образования среднего эоцена и перекрываются трансгрессивно породами олигоцена, чем точно и определяется их позднеэоценовый возраст.

К северу от линии надвига, в Сомхетско-Ганджинской структурной зоне, ультраосновных пород не наблюдается; встречающиеся там местами основные породы (габбро) являются краевыми фациями кислых интрузий.

Ультраосновные породы представлены производными пироксенито-перидотитовой магмы (габбро-пироксенитами, перидотитами, дунитами и др.), слагающими обычно небольшие массивы, по-видимому, соединяющиеся на глубине. Ультраосновные породы обычно почти нацело серпентинизированы. Основными и средними дифференциатами перидотитовой магмы являются разнообразные габбро, габбро-диориты и диориты, нередко содержащие кварц. К дунитовым телам, залегающим среди перидотитовых массивов, приурочены шлировые выделения хромистого железняка.

К югу от озера Севан развит другой пояс основных интрузий, не выдерживающийся на столь большом протяжении и приуроченный к сравнительно пологим синклинальным прогибам. Породы этого пояса представлены интрузивными базальтами, которым подчинены редкие и незначительные по площади массивы габбро. Возраст этих интрузий также верхнеэоценовый. В металлогении они никакой роли не играют.

На крайнем юго-востоке Закавказья, в Талыше, развиты позднеэоценовые ультраосновные, основные и средние интрузивные породы. Гипербазиты представлены биотитизированными и амфиболовыми перидотитами и пикритами; к основным породам здесь относятся разнообразные тешениты и габбро, а также оливиновые нориты; к средним—габбро-диориты и сиенито-диориты.

Разрез эоценовой вулканогенно-осадочной толщи Талыша представляется в следующем виде (снизу вверх): 1—сыпучие авгитовые туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты, андезито-базальты и базальты; последние слагают большие площади; 2—анальцимовые андезиты, образующие покровы, отделяющиеся друг от друга туфобрекчиями (до 300 *м*) и рассланцованными желтыми, реже зеленоватыми туфами; 3—базальтовые лавы, широко распространенные в северо-западной части области; мощность их от 4 до 30 *м*.

На основании значительного сходства анальцимовых андезитов и габбро-тешенитов Ленкоранской области, а также приуроченности их к определенному стратиграфическому горизонту М. А. Кашкай (1944, 1947) склонен считать эти два магматических образования интрузивными и эффузивными аналогами друг друга.

По-видимому, к позднеэоценовому возрасту необходимо также отнести основные интрузии (диабазы, габбро-тешениты) Боржомского района и соседних с ним районов Аджаро-Триалетии, прорывающие отложения среднего эоцена, но ничем здесь не перекрытые. К этому же возрасту следует отнести тешениты р. Иори, прорывающие образования верхнего мела (см. ниже).

Интересно подчеркнуть, что верхнеэоценовые интрузии встречены во всех трех тектонических зонах Малого Кавказа (с преобладанием, однако, в северной Сомхетско-Ганджинской зоне), а раннемиоценсвые интрузии приурочены только к южной зоне—области наибольшего поднятия ранненеогенового времени.

ОЛИГОЦЕН

Когда кто-либо говорит, что опроверг меня, он забывает, что просто противопоставил моему взгляду иной взгляд. Но этим ведь еще ничего не решено. Кто-либо третий обладает таким же правом и . . . так до бесконечности.

Гёте

Гранитна твердь основ моих,
Так наводненьем без конца
Их тщетно подрывать зачем?

Саят-Нова

Отложения олигоценового времени имеют на территории Кавказа обширное развитие, причем выражены они песчано-глинистыми (майкопская серия) и вулканогенными образованиями, связанными друг с другом переходными фациями.

На Большом Кавказе проявления эффузивного вулканизма приурочены к центральной его части (области поднятия)—в районах г. Эльбрус, верховье р. Чегем (вершины Кюген-кая, 3829 *м*, и и Кум-тюбе, 3779 *м*), и к западу от гор. Нальчика.

Здесь развиты серые липаритовые туфы, липариты и их туфобрекчии, дациты и андезиты, смыкающиеся на северо-востоке (в предгорьях) фациально с отложениями майкопа.

Следует отметить, что дислоцированная вулканогенная толща верховья р. Чегем, считавшаяся четвертичной, по левому притоку—ущелью Джунгу-су прорывается гранит-порфирами эльджуртинского типа, абсолютный возраст которых определяется в 9—10 млн. лет.

Массив горы Эльбрус сложен главным образом третичными дислоцированными эффузивами (по нашим данным, олигоценовыми)—липаритами, делленитами, туфами и туфобрекчиями («нижняя» толща). Более молодые (акчагыльские) лавы Эльбруса-вулкана—дациты покрывают эту толщу, слагая к северо-востоку известный Малкинский поток (см. ниже).

Видимо, к олигоцену же следует отнести остатки разрушенного андезито-дацитового потока, указываемого Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом (1904) на гряде Фиторги, тянущейся от г. Лаболы (4319 *м*).

На Малом Кавказе континентальная вулканогенная фация олигоцена имеет громадное развитие; ее породами сложена вся центральная часть Армянского нагорья.

Видимая мощность толщи свыше 2,5 *км*; дислоцирована она слабо, образует широкие пологие складки общекавказского и близширотного направлений.

Вулканогенная фация олигоцена характеризуется эффузиями базальтов, андезито-базальтов и андезитов, сопровождающихся мощными пирокластическими накоплениями того же состава, а также кислыми излияниями (дациты, липариты, обсидианы). Основные и кислые породы эффузий связаны друг с другом рядом промежуточных разностей, чем определяется наличие одного вулканического цикла указанного времени.

Преобладающими породами являются кайнотипные трахиандезиты и трахидациты, сопровождающиеся обильными пирокластическими образованиями того же состава.

Весьма характерной породой олигоценовой вулканогенной толщи центральных частей Армянского нагорья являются андезиты; они резко отличны от всех других пород района, что позволяет отличить их уже в поле от подобных пород других возрастов.

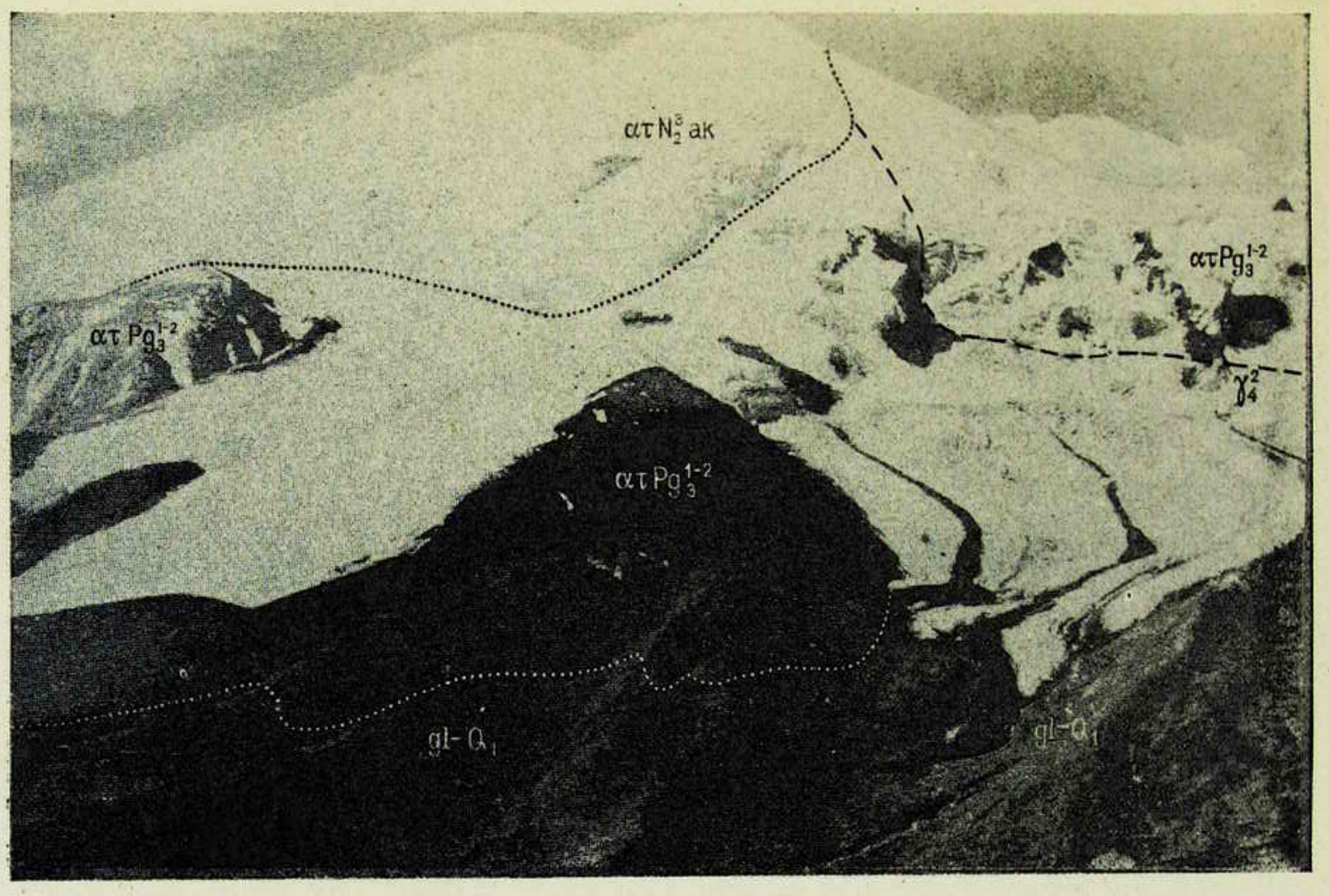


Фото 2. Эльбрус; вид с северо-запада, с хребта Ташлы-сырт. На переднем плане ледники Уллу-чиран (справа) и Карачаул. Обозначения: γ_4^2—гранитонды (раннекарбоновые); $\alpha\tau Pg_3^{1-2}$—нижняя (дислоцированная) вулканогенная толща массива Эльбруса; $\alpha\tau N_2^3$ак—верхнеплиоценовые (агкчагыл) лавы конуса Эльбруса; gl—Q_1—морена (гюнцская); - - - - сброс (опущен олигоцен, подняты древние границы). Фото К. Н. Паффенгольца. 1958.

Эти андезиты имеют трахитоидный облик, цвет их обычно серый, но вследствие сильной разложенности они приобретают различные оттенки грязно-серого, коричневатого, красноватого, сиреневого и фиолетового оттенков. Обычно обладают резко выраженной порфировой структурой; величина вкрапленников полевых шпатов достигает 2—3—4 *см*. Кроме того, почти в каждом образце видны невооруженным глазом листочки черной слюды и роговой обманки, но значительно меньших размеров. Под микроскопом основная масса чаще всего гиалопилитовая, грязно-серого и бурого цвета; реже она трахитовая или витрофировая. Иногда в основной массе и в вкрапленниках плагиоклазов встречается опал (изотропные зерна с преломлением меньше канадского бальзама). Обычно плагиоклазы вкрапленников относятся к ряду андезин-лабрадора, но встречаются и более кислые разности; плагиоклазы часто зональны, с возрастающей от центра к периферии кислотностью. Нередко полисинтетически сдвойникованы и частью резорбированы.

Темноцветный компонент—главным образом базальтическая роговая обманка—представлена удлиненными призматическими кристаллами с хорошей спайностью и углами погасания около 14°, плеохроизм от темно-коричневого цвета до светло-желтого. Роговая обманка часто почти нацело опацитизирована. Биотит встречается нередко совместно с роговой обманкой, причем размеры табличек достигают 2—3 *мм*^{2} и больше. Реже встречаются вкрапленники пироксенов, представленные как моноклинными, так и ромбическими разностями. Представлены они авгитом (видимо диопсидовым) и гиперстеном. Акцессорные минералы представлены апатитом (иногда отсутствует), магнетитом и изредка кварцем (видимо, первичным).

Соответственно темноцветному компоненту андезиты разделяются на роговообманковые, биотито-роговообманковые и авгито-роговообманковые.

Впервые подобные характерные андезиты были встречены Н. Н. Смирновым (1916—1918) на северной. периферии Ахалкалакского нагорья в районе перевала Цхра-Цхаро и прекрасно им описаны. Андезиты здесь нередко цеолитизированы; упомянутый автор намечает для процессов цеолитизации следующую последовательность: кальцит, гематит, анальцим, лимонит, гематит. Туфобрекчии переслаиваются с андезитами и дацитами и состоят из обломков этих пород, то крупных, то мелких; местами наблюдаются переходы к туфам. Туфобрекчии часто каолинизированы, кварцитизированы и отчасти алунитизированы. Следует отметить широко развитый в андезитах олигоцена процесс опацитизации; нигде в подобных породах других возрастов он не наблюдается.

В гидротермально-измененных породах ядра Арагацской антиклинали («кратера» некоторых исследователей) наблюдаются широкие зоны пиритизации; кроме того, спектральным анализом здесь обнаружены Cr, Ni, V, Mo, Cu, Pb, Sn, Ib, Ca, Zr, Be, Sc, La, Sr, Ba.

Любопытно отметить, что в одновозрастных породах Нахичеванского района В. С. Балицкий и В. Н. Любофеев (1961) отмечают редкие находки самородной меди. Признаки же медной минерализации в виде порошковых налетов малахита и азурита среди вулканогенов встречаются там на значительном протяжении (13—15 *км*).

Интересно нахождение во многих пунктах среди андезитов шлиров типичных габбро, пироксенитов (авгитовых), а также включений диабаза с мелкозернистой или мелкоофитовой и зернистой структурой.

Возраст этой толщи многие годы является темой горячих споров и дискуссий, причем некоторые исследователи пытались решить этот

научный спор «большинством голосов». Большинство исследователей, не ведших на территории Малого Кавказа детальных региональных съемок, относит ее к возрастному интервалу средний миоцен—плиоцен. Наши детальные съемки позволяют утверждать, что она является олигоценовой, синхронной майкопской серии.

В южной и юго-восточной частях Армении (бассейн рр. Веди и Шагап) и Нахичеванском районе эта вулканогенная толща отчетливо смыкается (фациально) с песчаниково-глинистыми отложениями Нахичеванской гипсо-соленосной толщи; низы последней в районе сел. Шагап охарактеризованы руководящей нуммулитовой и моллюсковой фауной нижнего олигоцена.

На северо-западе, в Аджаро-Триалетии, низы вулканогенной толщи известны под названием годердзской свиты, охарактеризованной богатой флорой «ископаемого леса» (спорного возраста: олигоцен-миоцен). На юго-востоке, в Джульфинском районе, ее аналогом является Даррыдагская вулканогенная толща, в низах которой встречена хорошей сохранности руководящая флора нижнеолигоценового возраста. Эта толща к северо-западу смыкается путем переслаивания с Нахичеванской гипсо-соленосной толщей.

Далее к северо-востоку, на г. Дали-даг (3629 *м*), в верховье р. Тертер, в породах верхов этой толщи встречены нуммулиты верхнего олигоцена. К югу же от этой вершины толща прорывается гранодиоритами (нижнемиоценовыми).

В Ахалцихском районе вышеупомянутая годердзская свита фациально смыкается с лагунными образованиями (краевая фация майкопской серии), охарактеризованными фауной млекопитающих олигоценового возраста (район сел. Бенара).

В северо-восточной части Малого Кавказа, в Нафталанском районе, майкопские отложения прослаиваются в средней части разреза туфами и туфобрекчиями.

Вулканогенной толще массива г. Арагац (Алагёз) подчинены так называемые «туфолавы»—своеобразные туфобрекчии трахидацитового состава. Эти, несомненно, третичные (олигоценовые) отчетливо дислоцированные пирокласты (артикского типа) многие исследователи до сего времени смешивают с четвертичными туфами (ереванского и ленинаканского типа), прослеживающими террасовые образования.

Туфолавы образовались, по-видимому, вблизи центров извержений, в основании туфовых толщ большой мощности, представлявших, по нашим предположениям, своеобразные «грязевые» потоки, обладавшие высокой температурой. А. Н. Заварицкий, изучавший молодые вулканические образования Армении, отнес эти туфолавы к типу игнимбритов (продукты отложения сильно нагретых вулканических туфов, состоящих из мелкораспыленных частиц лавы).

Фациальной разновидностью туфолав (олигоценовых) при той же степени кислотности являются широко развитые в Армении пемзы; они представляют собой пористые вулканические стекла трахидацитового состава.

Вулканогенная свита Арагаца располагается трансгрессивно на метаморфической толще докембрия, слагающей срединный массив. Поэтому долеритовые и другие базальты основания ее близки к платформенным типам, что отражается и на четвертичных эффузивах этого района. Далее к востоку идентичная вулканогенная толща слагает Агмаганское вулканическое нагорье, располагаясь на интенсивно дислоцированных отложениях среднего-верхнего палеозоя, триаса, верхнего мела (юра отсутствует) и эоцена.

В западном Даралагёзе (Вайке, бассейн р. Арпа) олигоценовая вулканогенная толща характеризуется комплексом субщелочных и щелочных пород—трахиандезито-базальтов, трахиандезитов, трахидацитов, санидиновых трахитов, к которым присоединяются в подчиненном количестве калиевые базальты и лейцитовые тефриты (А. С. Остроумова, 1959). Кроме того, в этом районе обнаружены и более редкие разновидности щелочных лав—содалитового трахита у сел. Элпин (А. И. Адамян, 1955) и гаюинового тефрита у сел. Козульджа (А. С. Остроумова, 1962).

В южной части вышеуказанной вулканогенной толщи, в районе сс. Гортун, Карахач, Элпин, развиты своеобразные мегапорфировые породы трахитового облика, детально изученные А. С. Остроумовой (1959).

Мегапорфировые санидиновые трахилипариты приурочены обычно к низам так называемой санидиновой свиты и сопровождаются туфами и туфобрекчиями аналогичного состава, содержащими наряду с обломками породы и многочисленные хорошо отпрепарированные порфировые вкрапленники санидина. Во всех выходах, независимо от их местоположения, мегапорфировые санидиновые трахилипариты имеют один и тот же характерный облик; это светло-серые породы с сериально-порфировой структурой. В обнажении ясно видна трахитоидность, обусловленная субпараллельной ориентировкой крупных вкрапленников санидина, однако ориентировка ее непостоянна.

Прекрасно образованные, толстотаблитчатые по (010) мегавкрапленники санидина достигают 8 и даже 10 *см* по удлинению. Они обычно сдвойникованы по карлсбадскому закону, не содержат пертитовых вростков, водяно прозрачны, но под влиянием поверхностного выветривания становятся непрозрачными и при ударе рассыпаются в дресву.

Размеры кристаллов санидина и трахитовая макроструктура пород свидетельствуют о том, что гигантские кристаллы санидина уже существовали в лаве в момент ее внедрения в трещины и излияния на поверхность и что, следовательно, они сформировались в глубинных условиях. Дальнейшая эволюция породы произошла быстро, с образованием мелких вкрапленников второй генерации и микрокристаллической основной массы с остатками стекла.

Порода является субщелочным мегапорфировым санидиновым трахилипаритом, проявленным в экструзивной, дайковой и пирокластической фациях. Выходы трахилипарита, очевидно, приурочены к определенной структурно-фациальной зоне, характеризующейся субплатформенным режимом развития (см. ниже).

По химизму и характерным минералогическим особенностям (присутствие вкрапленников санидина) порода весьма близка к трахилипаритам Пятигорья, являясь различными фазами олигоценового (майкопского) магматического цикла на Кавказе.

Таким образом, этот район, несмотря на небольшие масштабы проявлений, отличается развитием интереснейшего и разнообразного комплекса щелочных эффузивов, почему его можно сравнивать с классическими областями щелочного вулканизма, подобными Римской провинции и Северной Чехии.

К востоку от Даралагеза вулканогенная толща олигоцена слагает меридиональный Конгуро-Алангезский хребет; в северной его части породы его прорываются рядом небольших (до 1—2 $км^2$) гранодиоритовых интрузий. В средней части хребта, в верховье р. Нахичеван-чай (район Беченагского перевала, хребет Кюки-даг и г. Салвард), толща эта отнесена Ш. А. Азизбековым (1961) к нижнему плиоцену, в то время как в вершине Араджы (3067 *м*) она прорывается габбро-диорита-

ми, входящими в комплекс пород нижнемиоценового Мегринского плутона.

В конце олигоцена—начале миоцена, в связи с крупной орогенической фазой, проявилась мощная интрузивная деятельность, обусловившая образование многочисленных гранитоидных интрузий, приуроченных главным образом к средним (поднятым) частям области. Наиболее крупные из них расположены в юго-восточной Армении и приурочены к сводам крупных антиклиналей (Мегри, Каджаран и др.); с ними связаны промышленные месторождения меди и молибдена.

В структурном отношении Мегринский плутон располагается в преднадвиговой области так называемой Нахичеванской тектонической зоны; породы его прорывают ряд складок общекавказского направления. Район сложен метаморфическими сланцами нижнего палеозоя—верхнего докембрия (с прорывающими их древними гранитоидами), разнообразными отложениями среднего и верхнего девона, верхнего мела, эоцена и олигоцена.

Интрузивные породы отчетливо прорывают осадочно-вулканогенные образования эоцена и олигоцена; связаны, видимо с верхнеолигоценовой—нижнемиоценовой (савской) орогенической фазой.

В крупных интрузиях констатированы как крайне кислые разности гранитов, так и средние и меланократовые породы, что обусловлено длительной дифференциацией магмы; существенную роль играли и явления ассимиляции.

На Большом Кавказе, в центральной его части, к раннемиоценовым интрузиям следует отнести ряд малых интрузий гранодиоритового состава с анортоклазом. Они слагают обширный пояс, известный под названием Теплинского. Этот пояс протягивается от верховьев р. Пшавской Арагвы на востоке до истоков р. Белой на западе; наиболее насыщенной интрузиями является центральная зона Главного хребта между Эльбрусом и Казбеком.

Раннемиоценовый интрузивный цикл представлен на Большом Кавказе гранит-гранодиоритовой формацией малых глубин (гипабиссальной). В нее входят следующие интрузивные комплексы: 1—тырныаузский (липарит-гранитовый), 2—теплинский (дацит-гранодиоритовый), 3—гранодиорит-порфиры Джунгу-су, Укю и др., 4—Эльджуртинские гранодиориты, 5—трахилипариты Пятигорья и др. Для массивов характерны: штоки, дайки, лакколиты, трубкообразные тела.

По структурным и текстурным особенностям среди пород этих интрузий выделяются полнокристаллические и порфировые разности; первые представлены гранитами, гранодиоритами и диоритами, вторые—трахилипаритами, дацитами и андезитами. Установлено также, что внедрению гранитов предшествовали диориты (Сангутидонский массив): за гранитами следовали жильные породы, представленные дацитами и андезитами. Некоторые исследователи склонны относить интрузию гранитов к более ранней эпохе тектогенеза по сравнению с дацитами, для чего нет оснований. Как известно, процесс формирования гипабиссальных интрузий почти повсеместно заканчивается внедрением пород жильной фации.

Интрузивные образования теплинского комплекса располагаются разобщенными участками, в пределах которых часто наблюдаются более крупные массивы гранодиоритов или гранит-порфиров и сгущение даек дацитов. Между этими участками встречаются отдельные дайки дацитов. Видимо, это выходы на поверхность апофиз неглубоко залегающего криптобатолита.

Пояс очагов интрузий теплинского комплекса приурочен к приосевой части позднеальпийского антиклинория; наибольшая концентрация ин-

трузий наблюдается в широтной его части. Чем вызвано очаговое расположение интрузий, пока не установлено.

Этот интрузивный комплекс отвечает позднему этапу развития альпийского подвижного пояса. Анализ тектонических условий формирования его интрузий показывает, что их внедрение произошло в период полностью прекратившегося сжатия, во время поднятия и размыва кровли. Последние стадии формирования интрузии происходили в условиях сильного напора газов, что приводило, при сравнительно небольшой мощности кровли, к прорыву последней и к образованию трубок взрыва, характерным примером которых являются брекчии Бурстаранды, в центре Сангутидонского массива.

Интрузивные тела имеют форму штоков незначительных размеров; площадь наиболее крупного из них—Сангутидонского штока—не превышает 4 *км*^{2}. Местами интрузии отчетливо дифференцированы. Гранодиориты окружены мощной зоной контактовоизмененных пород, среди которых имеются и скарны.

Интересно отметить, что некоторые исследователи относили к теплинскому комплексу также дайковые породы (диабазы, габбро и габбродиориты) южного Дагестана. Поэтому встает вопрос о возможном пересмотре возраста последних и отнесения их к третичному времени.

Возраст гранодиоритовых теплинских интрузий до последнего времени был спорным. М. В. Муратов (1962) считает их допозднемеловыми; Г. Д. Афанасьев (1965) относит их к границе юры и мела; другие исследователи считают их плиоценовыми и даже раннечетвертичными.

В 1953—1954 гг., в результате полевых наблюдений, нами были приведены соображения в пользу их раннемиоценового возраста.

К породам теплинского комплекса близки породы так называемого тырныаузского интрузивного комплекса, относившегося ранее к позднему лейасу. В порядке образования в нем выделяются: анортоклазовый гранит, анортоклазовый гранит-порфир, анортоклазо-альбитовый аплит и андезиновый (лабрадоровый) аплит. С этим комплексом связано крупнейшее месторождение вольфрама и молибдена.

Фацией указанного коплекса являются так называемые эльджуртинские граниты района Тырныауза, выступающие по правому склону долины р. Баксана. К юго-востоку эти гранитоиды слагают Чегемо-Баксанский водораздел, где они, по нашим данным (1955), прорывают вулканогенную толщу олигоцена; последняя ранее относилась всеми предыдущими исследователями к верхнечетвертичному (поздневюрмскому) времени, поэтому не допускалась возможность ее прорывания гранитоидами. В. П. Ренгартен и Л. А. Варданянц считают эти интрузии юрскими и склонны параллелизовать Тырныаузскую интрузию с предкелловейской кератофировой интрузией Садонского района. Некоторые геологи считают ее неогеновой, параллелизуя с молодыми интрузиями Главного хребта (т. е. теплинскими).

Так как внедрение тырныаузских пород сопровождалось выносом фтора, а для третичных интрузий (как и палеозойских) характерен вынос большого количества бора, то их считали разновозрастными.

К раннемиоценовому возрасту, по нашим данным, должны быть отнесены лакколитообразные интрузии района Кавказских Минеральных Вод, сложенные по А. П. Герасимову (1937), своеобразными гипабиссальными трахиандезитами и трахилипаритами с санидином и аномальным плагиоклазом. Другие исследователи называют эти породы гранит-порфирами, граносиенит-порфирами и кварцевыми сиенит-порфирами, что не отвечает их структурным и текстурным особенностям.

Лакколиты Пятигорья образовались в последнюю фазу проявлений олигоценового магматизма, давшего в первые фазы кислые эффузивы

района Нальчика, Чегема, Эльбруса (нижняя толща и др.). Раньше эти лакколиты считались верхнеплиоценовыми. На Малом Кавказе раннемиоценовые интрузии развиты главным образом в юго-восточной его части. С ними связаны крупные месторождения молибдена и меди (Каджаран, Агарак). Наиболее крупная (свыше 800 *км*²) интрузия занимает в юго-восточной части области весь бассейн р. Мегри с прилегающей частью Конгуро-Алангезского хр. Породы ее представлены производными гранодиоритовой магмы.

Интрузии кислых и средних пород обычно располагаются в сводах главных антиклиналей, в участках, до того менее дислоцированных; поднятие магмы протекало, по-видимому, медленно, вследствие чего значительную роль играли явления ассимиляции и дифференциации, обусловившие большое разнообразие пород (особенно в крупных интрузиях). Здесь констатированы как крайние кислые разности гранитов, так и средние и меланократовые породы (бассейн р. Мегри).

В Мегринской батолитовой интрузии установлены граниты, гранодиориты, сиенито-диориты, сиениты, нефелиновые сиениты, монцониты, габбро-диориты, габбро и др., а также ультраосновные породы (пироксенит, апатито-магнетитовая порода).

Благодаря медленному поднятию и застыванию магмы в поствулканическую фазу интрузии могли протекать процессы рудообразования. Распределение оруденения контролируется разрывными нарушениями, следовавшими за последней крупной фазой складчатости.

К тому же интрузивному комплексу относятся и расположенные севернее менее значительные и малые интрузии бассейнов рр. Воротан (Базар-чай) и Арпа (Восточный Арпа-чай). Они имеют в общем кварцмонцонитовый состав с переходами к сиенитам, с одной стороны, и к габбро и анортозитам—с другой. Среди этих многочисленных интрузий лишь две (у сел. Чайкент и в горе Текедолдуран) имеют глубинный облик и могут быть отнесены к хонолитам с петрографическим составом, отвечающим сиенит-диоритам, кварцевым монцонитам и гранодиоритам; остальные интрузии—гипабиссального типа, представлены мелкими штоками, интрузивными залежами и лакколитами с чрезвычайно пестрым составом от сиенита до оливинового габбро, что говорит о большом значении при их формировании процессов дифференциации и ассимиляции.

Группа лакколитов Нахичеванского района к юго-западу от Конгуро-Алангезского хребта представлена гипабиссальными порфировидными гранодиоритами и сиенито-диоритами, несомненно, связанными на глубине с Мегринским батолитом. Некоторые исследователи (Ш. А. Азизбеков, 1961, и др.) называют их по традиции андезито-дацитами и дацитами.

Вышеописанные нижнемиоценовые гранитоиды Малого Кавказа можно параллелизовать с подобными породами теплинского и тырныаузского комплекса Большого Кавказа, а лакколиты Пятигорья по возрасту соответствуют лакколитам Нахичеванского района, но последние сложены породами более глубинных фаций.

Географическая близость поясов главных групп кислых и основных интрузивных пород Малого Кавказа, сходство их крайних фаций, малое различие в возрасте (верхний эоцен и верхний олигоцен) говорят, по-видимому, об общности их магматического очага. Породы офиолитового пояса являются наиболее древними из всех интрузий палеогенового времени.

В большей части интрузий жильная фация выражена аплитами, спессартитами, керсантитами, диабазами и другими породами асхистового типа, диоритовыми порфиритами, сиенит-порфирами, сиенито-дио-

ритами, сиенито-диорит-порфирами и остальными жильными порфировидными разновидностями пород соответствующих интрузий.

Контактово-метаморфические явления выражаются в развитии разнообразных роговиков и скарнов. Пневматогидротермальные явления выразились в образовании грейзенов (редко), в появлении больших количеств альбита и эпидота, в окварцевании, хлоритизации, серицитизации, каолинизации, в развитии алунита, различных сульфидов и карбонатов. Широкое развитие вторичных кварцитов и других типов гидротермально-измененных пород говорит о крупном масштабе поствулканических процессов, связанных с остыванием гранодиоритовой магмы.

МИОЦЕН

В раннем миоцене, видимо, заканчивается на Кавказе интрузивная магматическая деятельность; эффузивные же проявления известны здесь как в неогене, так и в постплиоцене.

С конца (?) палеогена в центральных частях Большого и Малого Кавказа констатируется прогрессивное поднятие, сопровождавшееся формированием рельефа альпийского типа. Последний местами стал выполняться ингрессивными, главным образом вулканогенными образованиями, которые впоследствие испытали древние оледенения и в них врезаны все четвертичные террасы, чем определяется относительный возраст ингрессивных толщ (Горисской и Ишхлинской).

На Большом Кавказе, в центральной части южного склона, со средины (?) миоцена стала формироваться ингрессивная вулканогенная толща Кельского плато. На Малом Кавказе ей отвечает ингрессивная же вулканогенная толща района сел. Горис (в Зангезуре) и фациально с ней связанная Сисианская глинисто-диатомитовая свита, содержащая богатую ископаемую флору (пока еще спорного возраста).

Герюсинская вулканогенная свита в значительной степени состоит из пирокластического материала (отчасти туфогенно-осадочного): туфобрекчии, туфоконгломераты, туффиты, туфы, пеплы, лавы покровного характера; преобладают туфобрекчии. Брекчиевыми включениями в них являются андезиты, трахиандезиты, туфы, сиениты, долериты и др. Цемент по составу соответствует туффитам и туфам.

Кельская вулканогенная толща сложена андезитами, андезито-дацитами, дацитами, а также их обломочными разностями.

ПЛИОЦЕН

В нижнеплиоценовое время на Большом Кавказе заканчивается формирование вышеупомянутой вулканогенной толщи Кельского плато. Сложена эта толща дацитами и переходными разностями, связывающими их как с андезитами, так и с трахитами, липаритами и пантеллеритами.

В районе Эльбруса в акчагыльское время происходит извержение его лав (андезиты и дациты), слагающих поток (27 *км*) по р. Малке, расположенный на древней (240—280 *м*) эрозионной террасе. Следует подчеркнуть, что под лавами здесь не констатировано ни речных отложений, ни морских образований, откуда следует, что излияние этих лав предшествовало оледенению (наиболее древнему). Возраст этого потока (и Эльбруса—вулкана), судя по глубине вреза в них ущелья, вероятнее всего акчагыльский или нижнеапшеронский.

Лавы этого возраста по-видимому имеются и в районе Казбека.

На Малом Кавказе в нижне- и среднеплиоценовое время происходит формирование Ишхлинской (Ишхансарской) вулканогенной толщи

(Зангезур), согласно перекрывающей Горисскую толщу. Ишхансарская толща сложена кайнотипными основными, средними и кислыми эффузивами и их пирокластами. В основании толщи располагаются базальтовые лавы, слагающие обширное Учтапалярское (Ераблурское) плато.

5. ПОСТПЛИОЦЕН

Общепризнанный новейший вулканизм—это собственно смелая попытка связать настоящий непонятный мир с прошедшим незнакомым.

Гёте

В течение четвертичного периода на Кавказе происходили неоднократные вспышки вулканизма, проявившие себя рядом лавовых потоков и туфовых образований, в распределении которых замечена определенная закономерность.

Нижнюю границу периода мы принимаем в согласии с Г. И. Горецким (1956) непосредственно ниже миндельских отложений (примерно с раннего апшерона). Однако, необходимо отметить, что некоторые исследователи склонны поместить ее в основание акчагыла и его аналогов. Основными критериями, подтверждающими эту точку зрения, являются: палеогляциологический, палеогеографический, фитопалеонтологический, тектонический и литолого-фациальный (Н. И. Бондаренко, 1968).

Наибольшее развитие имеют четвертичные лавы и туфы на территории Малого Кавказа; на Большом Кавказе они приурочены лишь к Казбекскому району.

Эффузивы Казбекского района представлены андезито-дацитами, дацитами и андезитами и лишь местами андезито-базальтами; реже встречаются липарито-дациты. Излияния были явно разновременными, но вопрос об их последовательности требует еще детализации.

Лавы Крестового перевала не отвечают, как ранее предполагали, лавам вершин Непис-кало и Сырх, а являются значительно более молодыми. Центр их излияния (щитовидный вулкан) находится в районе самого перевала (к ВЮВ), почему он и дал потоки в обе стороны от него. Примеры таких «переметных» вулканов довольно часты в Армении.

Вулканические пеплы констатированы в предгорьях Северного Кавказа в отложениях древних аккумулятивных террас (не моложе рисских), в бассейнах рр. Терека и Кубани.

На южном склоне Главного хребта также известен ряд мелких четвертичных эффузий: 1—по р. Чапчахи (гиперстеновые андезиты), 2—в верховье р. Джоджоры (андезиты), 3—по среднему течению р. Большой Лиахвы (андезиты), 4—в районе г. Цхинвали (базальты и андезито-базальты), 5— в районе Дзирульского кристаллического массива (базальты).

Особое положение занимают сопочные образования—результат проявлений грязевого вулканизма в крайних СЗ и ЮВ частях Большого Кавказа, в зонах его погружения. Сопочные брекчии отлагались, по-видимому, в течение всего четвертичного периода. Грязевые сопки и признаки газоносности и нефтеносности приурочены обычно к куполовидным вздутиям брахиантиклинальных складок, осложненных разрывами.

На Малом Кавказе лавы представлены андезитами и базальтами. По возрасту лавы расчленяются на пять покровов («свит»), пере-

крывающих местами друг друга. Наиболее древний из них располагается на верхнетретичных отложениях, а остальные четыре соответственно перекрывают по долинам рек различные террасы, от верхнеапшеронской до хвалынской включительно, что определяет их относительный возраст.

Центры извержений и излияний приурочены к областям наибольших поднятий (Агмаганское нагорье, Эльбрус, Казбек).

Излияния лав происходили одновременно с началом новых этапов эрозии, обусловленных сводообразными поднятиями области. При этом возникали тектонические нарушения, которые и являлись путями поднятия андезито-базальтовой магмы.

Все лавовые потоки имеют хорошо выраженные центры излияния в виде моногенных вулканических аппаратов, большей частью кратерных. Лавы первого потока (наиболее древнего) представлены базальтами, а последнего—андезитами и андезито-дацитами, а местами даже дацитами. Лавы же трех средних потоков представлены в общем промежуточными разностями.

Суммарная мощность отдельных лавовых потоков колеблется от 2—3 до 30—40 *м* и лишь местами доходит до 100 *м* и более. Расположение потоков лав обусловлено наклоном поверхности древнего рельефа, по которому они растекались.

Вулканические туфы слагают на территории Армении большие площади в приереванском районе (Егвардское плато и др.).

Извержение туфов происходило из вулканов центрального типа, хотя не исключены и трещинные выбросы; характер извержений был, несомненно, наземный. Туфы являются продуктами цементации рыхлого материала (пепла), частично перенесенного водой.

Четвертичные туфы слагают разновозрастные покровы, приуроченные к соответственным речным террасам—от самых высоких до низких включительно, чем и определяется их возраст в целом.

По химическому составу большинство туфов относится к дацитовому и трахидацитовому типу (см. ниже).

ВЫВОДЫ

На основании всего вышеизложенного по магматизму Кавказа можно сделать следующие выводы.

1. В горных сооружениях Большого и Малого Кавказа вулканическая деятельность проявилась с некоторыми перерывами в течение всей их геологической истории от докембрия до вюрма включительно; интенсивность ее с течением времени в общем прогрессивно уменьшалась.

Эффузивные и интрузивные фазы вулканизма разновременны; последние обычно заканчивают магматический цикл, но иногда они отсутствуют. Резко преобладают эффузивные фазы вулканизма, составляющие неотъемлемую часть седиментационного цикла.

2. В докембрийское и кембрийское время эффузивный вулканизм проявлялся в обоих горных сооружениях в больших масштабах, в одинаковой, видимо, степени. Начиная с нижнего палеозоя, после разделения единой (?) Кавказской геосинклинали, вулканические процессы в них отчетливо чередуются, лишь иногда они совпадают, по времени, но интенсивность их тогда все же разная.

3. В палеозойскую эру на Большом Кавказе мощные вулканогенные толщи констатированы в разрезах девона, карбона и перми; на Малом Кавказе за это время эффузивный вулканизм проявился в слабой степени лишь в нижнем девоне.

4. Триасовое время было периодом затишья вулканической деятельности и следующая ее вспышка началась, видимо, одновременно в обоих горных сооружениях после древнекиммерийской орогенической фазы, одной из крупнейших на Кавказе.

5. В юрскую эпоху на Большом Кавказе вулканогенные фации констатированы преимущественно в среднем и верхнем лейасе и байосе; на Малом Кавказе—в лейасе, доггере и частью в верхнеюрское время.

6. В меловое время эффузивный вулканизм проявился в большом масштабе лишь на Малом Кавказе (альб-сеноман, верхний турон—нижний сенон). На Большом Кавказе слабые вспышки вулканизма констатированы лишь в альб-сеномане.

7. В палеогеновую эпоху на Большом Кавказе эффузивный вулканизм проявился лишь локально в олигоценовое время на северном склоне центральной его части (Эльбрус, Чегем, Казбек); на Малом Кавказе бурные вулканические процессы протекали в течение всего эоцена и олигоцена. Констатированы крупные проявления интрузивного магматизма в конце эоцена и олигоцена в обоих горных сооружениях.

8. Для неогенового времени на Большом Кавказе зафиксированы слабые, притом локальные проявления вулканизма лишь в мио-плиоцене (Кельское плато) и верхнем плиоцене (акчагыл-апшерон). На Малом Кавказе в это время интенсивные вулканические процессы протекали в юго-западной его части (Зангезуре).

9. В течение четвертичного периода происходили неоднократные вспышки вулканизма, более длительные и интенсивные на Малом Кавказе (Агмаганское нагорье и др.) и незначительные на Большом Кавказе (Эльбрус, Казбек и др.).

Особое положение занимают сопочные образования, являющиеся результатом проявлений грязевого вулканизма, наблюдающиеся лишь в крайних северо-западной и юго-восточной частях Большого Кавказа, в зонах его погружения, а также в Телавском районе.

10. Древние эффузивные циклы начинаются со времени формирования (начала погружения) геосинклинали, а затем обусловливаются (поддерживаются) последующими тектоническими движениями (колебательными, вертикальными) соответствующего времени. Излияния эффузивов происходили главным образом вдоль крупных разломов, приуроченных к осям (?) интрагеосинклиналей. В четвертичное время путями для поднятия магмы служили тектонические нарушения, возникшие при сводообразных поднятиях центральных частей Большого и Малого Кавказа.

11. Проявления глубинного вулканизма всегда совпадают по времени с орогеническими фазами, следуя за ними. Внедрение интрузий было обусловлено разломами, осложнявшими складчатость. В распределении гранитоидных интрузий констатирована определенная закономерность; они приурочены к областям крупных древних поднятий и ядрам антиклиналей. Характерно, что в зонах погружения Большого и Малого Кавказа интрузий не наблюдается.

12. Для Кавказа установлено сочетание близких по времени формирования комплексов ультраосновных, основных и кислых интрузий, причем доказывается более раннее внедрение основной или ультраосновной магмы. Географическая близость поясов главных групп (комплексов) кислых и основных интрузивных пород, сходство их крайних фаций, малое различие в возрасте—говорят об общности их магматического очага.

13. Расположение пояса основных и ультраосновных пород офиолитового пояса Малого Кавказа к югу от надвига, в опущенной зоне

интенсивно дислоцированных пород, говорит о пассивном поднятии пироксенито-перидотитовой магмы вдоль трещин разрывов, следовавших за складкообразованием.

Поднятие этой основной магмы происходило быстро благодаря глубоким трещинам. Явлений ассимиляции боковых пород здесь поэтому не наблюдается; соответственно этому относительно слабо выражены и процессы дифференциации. Наблюдаются лишь шлировые выделения хромистого железняка.

14. Кислые интрузивные породы развиты преимущественно в районах, до того менее дислоцированных; здесь поднятие магмы протекало, естественно, медленнее. Поэтому значительную роль играют явления ассимиляции и дифференциации, обусловившие большее разнообразие пород (особенно в крупных интрузиях).

15. При медленном поднятии и застывании магмы в этих районах, естественно, могли протекать процессы рудообразования в поствулканическую фазу интрузии. Таким образом, наиболее надежными в отношении рудоносности могут оказаться районы с относительно более слабо развитой складчатостью.

III. ТЕКТОНИКА

Все проще, чем думают и в то же время сложнее, чем это можно понять.

Гёте

Кто не умеет определить разницу между фантастическим и идеальным, между закономерным и гипотетичным, тот как естествоиспытатель находится в скверном положении.

Гёте

История геологии показывает, что... прежде всего необходимо собирать фактический материал наблюдений и изучать его...

В. А. Обручев

1. О РАЗЛОМАХ, ПРЕДОПРЕДЕЛИВШИХ СТРУКТУРУ КАВКАЗА

Территория Кавказа отличается сложностью геологического строения, многообразием геоморфологических форм и длительной историей формирования рельефа. Это грандиозное горное сооружение делится на две крупные морфологические единицы—Большой Кавказ и Малый Кавказ, между которыми располагается Рионо-Куринская депрессия. Малый Кавказ входит в систему горных хребтов северной части Малой Азии, а Большой Кавказ является изолированным, отделяясь от Русской платформы обширной Северо-Кавказской равниной.

В тектоническом отношении Кавказ представляет сложную систему разновозрастных складок в общем северо- западного (общекавказского) простирания, разбитых продольными (и диагональными) разрывами на вытянутые в указанном направлении глыбы (блоки), представляющие тектонические зоны разного порядка. Последние сложены разнообразными слоистыми осадками различного состава (фациального) и мощности; подлежат им обычно интенсивно дислоцированные участки жесткого древнего субстрата, представленного метаморфическими и кристаллическими породами. Эти участки субстрата (глыбы, блоки расколотой платформы) предопределили с начала их возникновения дальнейшую историю геологического развития области. Они (глыбы) то опускались, то поднимались вдоль ограничивающих их разломов, чем обусловлено различие в накапливающихся на них осадках. Эти движения проявляются в течение всей геологической истории Кавказа, причем доказывается, что во всяком случае с палеозоя и по четвертичное время включительно происходят самостоятельные вертикальные движения с переменным знаком. Начиная с конца (?) палеогена в области Большого и Малого Кавказа происходят преимущественно поднятия, причем неравномерные. Погребенные разломы субстрата сказываются в строении мезо-кайнозойских структурных этажей—в виде разнонаправленных деформаций, как разрывных, так и складчатых. Последние могут, таким образом, считаться своего рода признаками разломов на дневной поверхности.

Разломы могут быть выводными каналами для магматических расплавов на протяжении формирования отложений многих вулканогенных свит. Обнаруживаются они при картировании по смене (взаимоотношению) фаций. Стабилизируются они лишь после внедрения по ним разно-

образных интрузий. По ним же, вероятно, протекает завершающий этап —проявление разновозрастных гидротермальных образований.
Развитие глубинных разломов определяется взаимодействием мантии с земной корой (В. А. Апродов, 1964).

Признаки скрытых нарушений отличаются большим разнообразием; их влияние сказывается и на распределении мощностей и фаций отложений, обусловливает образование «структурных аномалий», «поперечных» перегибов и флексур в складчатых толщах, определяет линейные группировки интрузивных образований и пр.

Следует, однако, указать, что термином «глубинный разлом» нередко злоупотребляют, приписывая его и таким разломам, которые в действительности принадлежат к другим генетическим типам.

Основным критерием для установления глубинных разломов является резкое несоответствие в мощностях и полноте сопоставляемых разрезов отложений по обе стороны плоскости, по которой нарушена сплошность коры. По А. Т. Асланяну (1955), такие разломы теоретически должны возникнуть в краевых зонах структурно-фациальных депрессионных зон и носить характер деформации сдвига (скалывание). Подобные краевые разломы являются ведущими среди дизъюнктивных дислокаций, нарушающих сплошность земной коры.

Многообразие признаков скрытых нарушений тесно связано с длительностью и унаследованным характером их развития. При картировании надо опираться на комплекс разнообразных признаков. Картирование преследует цель—выяснить структурную позицию рудных полей (на пересечении закартированных глубоких нарушений и др.).

На Большом Кавказе отчетливо выявляются три разновозрастных глубинных разлома: 1—на севере, по границе нынешней скифской платформы и мобильной зоны Кавказского хребта (см. рис. 2)—наиболее древний, зародившийся, вероятно, еще в протерозое; 2—разлом внутри складчатой зоны Б. Кавказа, обусловивший впоследствии образование «надвига Главного хребта» с рядом ответвлений и имеющий в разных участках различные названия (Адайкомский, Квенамтско-тибский и др.); 3—разлом вдоль южного склона Главного хребта, по которому впоследствии развился соответствующий надвиг. Первый из указанных разломов можно классифицировать как приплатформенный, а другие два как геосинклинальные глубинные разломы (Кавказской приплатформенной геосинклинали).

На территории Малого Кавказа можно с уверенностью говорить о наличии лишь двух глубинных разломов: вдоль них ныне располагаются: 1—в центральной части области—так называемый надвиг (поддвиг) Малого Кавказа с сопутствующей ему серией кулисообразно расположенных сбросов и взбросов, а на юге—Гирратахско-Даралагезская зона надвигов и сбросов. Они являются крупнейшими дизъюнктивными элементами Малого Кавказа—границами тектонических зон. Характеристика их приводится ниже, при описании зон.

Наличие глубинного разлома можно предполагать также вдоль Аджаро-Триалетской складчатой зоны; им обусловлено интенсивное прогибание и мощные проявления эффузивного вулканизма этой области (в прошлом эвгеосинклинали) и последующее развитие серии надвигов. Подобный разлом приурочен, видимо, и к Сомхетско-Ганджинской зоне, сложенной мощными вулканогенными толщами юры, интрудированной многочисленными третичными интрузиями.

Таким образом, тектонический процесс в известный нам отрезок геологического времени в крупном плане заключается в неравномерном и неодновременном опускании (и соответствующем относительном поднятии).

Преобладающая часть складок Кавказа являются линейными, вытянутыми в «кавказском» направлении (СЗ—ЮВ), что говорит о выдержанном орентированном направлении давления (с СВ и ЮЗ). Соответственно и блоки первоначального расколотого субстрата палеозойской геосинклинали были вытянуты в том же направлении. В дальнейшем при сближении платформ (?) блоки раскалывались по диагональным (преимущественно) разломам на более мелкие глыбы, движение по которым с разной амплитудой и знаком, продолжалось до плиоцена включительно. Местами они оживляются и в настоящее время, о чем свидетельствуют сейсмические явления, к ним приуроченные.

Неотектонические активные разломы разделяются по генетическим признакам на три группы: 1—тектоническую, 2—сейсмо-тектоническую и 3—сейсмо-гравитационную (А. Б. Островский, 1968).

Движением по указанным различно ориентированным (косым) более мелким блокам и глыбам, обусловлено происхождение складок других направлений (антикавказского, широтного и др.), так как они должны были к ним «пристраиваться» (обтекать).

Образовавшиеся в результате деформации различные структурные элементы не являются изолированными; при своем образовании они всегда связываются с другими спутниками, образуя в сочетании с ними структурную систему. Необходимо поэтому установить в первую очередь закономерности геолого-структурных явлений, а затем выявить причины, обусловливающие эти закономерности с точки зрения механики.

Составление тектонических карт и схем районирования затруднительно, потому что ныне основные понятия тектоники трактуются разными авторами существенно различно, соответственно высказываются разнообразные суждения о строении одного и того же района. До сего времени остаются гипотетичными такие важные для теории понятия, как замыкание геосинклиналей, консолидация, инверсия, разрастание платформы и др.

Поэтому необходимо в тектонике строго отделить достоверное от предполагаемого, обобщения от гипотезы.

2. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ КАВКАЗА

Важнейшим вопросом в изучении рудных месторождений является вопрос о структурном контроле их, а также и магматических проявлений. Решение же этого вопроса возможно лишь при наличии ясных представлений о структуре территории и истории ее геологического развития.

Попытки дать общее представление о структуре Большого Кавказа предпринимались неоднократно (Абих, Фурнье, Ренгартен, Герасимов, Варданянц, Кузнецов и др.).

Первая схема структурных зон Кавказа, основанная на новейших данных, полученных в начале советского периода изучения Кавказа, была составлена В. П. Ренгартеном в 1926 г. и с небольшими изменениями она была повторена им в 1928 и 1937 гг. В этой схеме автор стремился отразить совокупное воздействие различных факторов, которые при наложении не всегда давали хорошее совпадение границ.

Л. А. Варданянц (1933) предложил иную схему структурно-тектонического районирования Кавказа, в основу которой был положен только характер взламывания земной коры во время последних орогенических фаз, имевших место, по его мнению, в плиоцене и постплиоцене. Эти же признаки (морфотектонические) положены упомянутым автором в последующую его схему 1947 г.

Одно время многие исследователи признавали наличие на Кавказе веерообразной структуры, причем Л. А. Варданянц и В. П. Рен-

гартен главную роль в формировании веера отводили предкелловейским движениям. Кроме того, имеются составленные на более ранних этапах исследования Кавказа схемы других авторов (М. М. Тетяева, В. В. Белоусова, М. В. Муратова, К. Н. Паффенгольца, В. Е. Хаина и др.), из которых наиболее поздней являлась схема В. Е. Хаина (1949), часть которой, касающейся территории Азербайджанской ССР, он в несколько видоизмененном виде приводит и в геологии Азербайджана (том «Тектоника», 1953 г.). Эта схема, по принципу составления правильная, нуждается ныне в дополнениях и уточнениях в связи с большим количеством новых данных, полученных за последние годы.

Большинство вышеупомянутых схем составлено не по какому-либо одному главному принципу, а с учетом одновременно нескольких факторов истории геологического развития данного региона.

Так, например, выделяя на карте тектонические зоны, некоторые авторы наряду с современными («конечными») структурными комплексами учитывают также и палеогеографические зоны.

Новейшие тектонические схемы Армении, составленные А. Т. Асланяном, Е. Е. Милановским и А. А. Габриеляном, разобраны нами ниже.

Исключительную роль в истории геологического развития Малого Кавказа и Армении, в частности, играли вулканические процессы, проявившиеся особенно интенсивно начиная с юрского времени и до четвертичного включительно. Вулканизм был вызван крупными дизъюнктивными нарушениями, явившимися проводниками магматических расплавов, и обусловил крайне неравномерное распределение мощностей отдельных вулканогенно-осадочных комплексов (свит или толщ), а также различные их свойства (компетентность) в отношении формирования тех или иных структур.

Особенную роль играли при этом крупные разновозрастные интрузивные тела, формировавшиеся в различные эпохи, главным образом в конце и начале кайнозоя. Ныне для Малого Кавказа достоверно установлено не менее шести разновозрастных интрузивных формаций. Намечается определенная закономерность в распределении указанных интрузивных тел среди складчатых зон описываемой области.

Анализируя геологическую карту, можно на структурной схеме в первую очередь выделить основные, а затем и подчиненные структурные элементы—антиклинории и синклинории, в границы которых должны входить вполне определенные формации, обладающие специфическим вещественным составом и мощностью.

Далее выделяются различные структурные элементы в зависимости от их расположения и роли в складчатой зоне; таковыми являются передовые и межгорные прогибы, внешние и внутренние поднятия. Наконец, показываются главнейшие разрывы с указанием их возраста и направления движения масс, а также наиболее крупные интрузии (выделяемые по их химизму и возрасту).

Весьма затруднительно отобразить на структурной схеме историю развития отдельных ее элементов; предшествовавшую или последующую историю выделенной зоны можно отметить лишь применением особых знаков или раскраски.

Из вышеизложенного вытекает, что показать на одной тектонической схеме всю историю геологического развития такого сложно построенного горного сооружения, как Кавказ, невозможно. Необходимо было бы сопоставление многочисленных схем фациально-тектонических зон, отображающих режим вертикальных колебательных движений, обусловивших специфические особенности каждой из них.

Необходимо еще подчеркнуть, что излишняя детализация тектонической схемы затруднила бы пользование ею (а все схемы должны слу-

жить как раз обратной цели) и в конце концов она оказалась бы более сложной (загруженной), чем геологическая карта, являющаяся исходной основой для тектонических схем различных концепций.

Примером таких сложных тектонических карт являются схемы Л. А. Варданянца (1955), Е. Е. Милановского (1956), А. Т. Асланяна (1958) и А. А. Габриеляна (1956, 1959, 1961), частичный разбор их дан ниже. Здесь же необходимо указать, что А. А. Габриелян, а также другие исследователи, следуя В. Е. Хаину, слишком злоупотребляют терминами «*а*нтиклинорий» и «синклинорий», применяя их к каждой более или менее крупной антиклинали и синклинали.

Как известно, при тектоническом районировании области должны учитываться: 1—возраст и фациальный характер отложений; 2—характер тектоники (структура); 3—элементы эффузивной и интрузивной деятельности и 4—возраст складчатых движений.

Последний фактор для целей районирования является наиболее условным, так как на Кавказе процессы складчатости (орогенические фазы) протекали многократно, на протяжении от докембрия до неогенового периода включительно, накладываясь друг на друга. Фиксируемая соответствующими отложениями молодая складчатость сказывалась ведь в какой-то форме и на более древних породах, не покрытых этими молодыми осадками. При этом более молодая складчатость (со своим вулканизмом), естественно, затушевывала предыдущие, и значение каждой из них не всегда отчетливо выявляется. Но А. А. Габриелян (1961) при обосновании своей схемы тектонического районирования Малого Кавказа все же считает наиболее важным принцип выделения структурных единиц по возрасту складчатости; при этом он подчеркивает, что под этим названием понимается время главной или основной фазы складчатости, в результате которой произошли качественные изменения в тектоническом строении описываемой области и были сформированы главнейшие черты ее современной структуры. Далее он все же добавляет, что им учитываются также начальная и заключительная фаза складкообразовательных движений (1959, стр. 16). Такая формулировка является, конечно, весьма расплывчатой и приводит автора к неправильным сопоставлениям.

Интересно отметить, что А. А. Габриелян, находя неправильной интерпретацию Л. Н. Леонтьевым Мисхано-Зангезурской и Шаруро-Джульфинской зон, сам по такому же принципу выделяет Сомхетско-Кафанский комплекс.

Фактически в пределах Малого Кавказа стратиграфически обоснованно можно выделить только Сомхетско-Ганджинско-Карабахскую зону. На всем протяжении она имеет единый стратиграфический разрез и однообразную историю геологического развития. Прав поэтому Б. С. Вартапетян (1963), предлагающий тектоническую схему районирования на основе выделения современных результативных структур.

В 1956 г. были опубликованы одновременно тектонические карты Малого Кавказа А. А. Габриеляном и Е. Е. Милановским; обе карты представляют варианты карты В. Е. Хаина (1949)—первая в несколько упрощенном виде, вторая—в усложненном. Следующая карта А. А. Габриеляна (1959) также является вариантом схемы В. Е. Хаина, но усложненным. Еще более усложненной является карта тектонической зональности Армении, предложенная А. Т. Асланяном (1958).

Остановимся на двух позднейших картах—А. Т. Асланяна и А. А. Габриеляна.

В 1958 г. вышел в свет труд А. Т. Асланяна «Региональная геология Армении», в котором детально разбирается тектоника Армении, с приложением карты тектонической зональности этой области. Автор

показывает на ней 10 тектонических этажей (от эопалеозойского до плиоплейстоценового), пять интрузивных циклов, линии разрывных нарушений, оси антиклиналей (местами с указанием возраста складчатости). Далее, А. Т. Асланян выделяет на территории Армении три оротектонических пояса (с севера на юг): антикавказский, севанский и араксинский, относя последний к миогеосинклинали, а первые два—к эвгеосинклинали. В каждом из крайних поясов выделяются по две, а в севанском—три тектонические зоны, а в последних—антиклинории и синклинории.

Указанное выделение поясов и зон не оправдывается геологическими данными и является совершенно произвольным. Так, например, Присеванская зона автора располагается по обе стороны от главного надвига (поддвига) Малого Кавказа, охватывая, таким образом, две совершенно разные по геологическому разрезу, структурам и магматизму части других зон—Сомхетско-Ганджинской и Армянской (с офиолитовым поясом).

Недоумение вызывает характеристика Кафанской зоны, именуемой как «полого складчатая моноклинальная зона», в то время как общеизвестно, что она сложена интенсивно дислоцированными породами юры, верхнего мела и эоцена. Далее, продолжение ее в виде клина к северо-западу в бассейн озера Севан является совершенно искусственным. Разбор показанных автором на карте глубинных разломов приводится дальше.

Вслед за сводным трудом А. Т. Асланяна (1958) вышли в свет две работы А. А. Габриеляна (1959 и 1961), целиком посвященные вопросам тектоники Армении.

На тектонической карте Армении, опубликованной в 1959 г., А. А. Габриелян выделяет 10 структурных поясов, разновозрастные интрузии (6 типов), различные складки, поднятия, овалы оседания, разнообразные нарушения, главнейшие центры четвертичных и плиоценовых (в его трактовке) вулканических извержений и др. В результате получилась та же геологическая карта, но сильно схематизированная и упрощенная, но все же более трудно читаемая.

Далее, на карте показаны четыре области складчатости в интервалах (с севера на юг): А—предкелловейская—предолигоценовая, Б—предверхнеэоценовая—предсреднемиоценовая, В—предверхнеолигоценовая—предмэотическая и послепонтическая, Г—плиоцен-четвертичная. Отсюда видно, что во всех зонах складчатость показана суммарной. Нужно подчеркнуть, что последней складчатостью в антиклинориях Большого и Малого Кавказа является **позднеолигоценовая-раннемиоценовая,** проявившаяся в различной степени и в других тектонических зонах.

Надо указать, что в северной зоне (Сомхетско-Ганджинской) доказывается наличие не только предкелловейской складчатости, но и предбайосской, а также, что особенно важно,—предлейасовый орогенической фазы и соответствующей широкой трансгрессии (нижний лейас залегает на верхнем протерозое—нижнем палеозое).

Затем там же доказывается наличие верхнеэоценовой и предмиоценовой складчатости.

Схема тектонического районирования Антикавказа, изданная А. А. Габриеляном в 1961 г., представляет в свою очередь упрощенную карту 1959 г. На ней выделяется только семь структурных ярусов (обобщенных) и показаны три области складчатости: раннеальпийской, среднеальпийской и верхнеальпийской, т. е. в известной мере также суммарные.

В отличие от первой карты на разбираемой схеме территория Ахалкалакского нагорья показана как докембрийско-палеозойский структурный ярус, что не является обоснованным. Далее, А. А. Габриелян (1961) приводит по линии Арагац—Мокрые горы—Дзирула так называемую зону транскавказского меридионального поднятия, для чего данных не имеется. Такой непрерывной зоны поднятий быть не может, так как между древними (докембрий-нижний палеозой) субстратами Арагаца, Мокрых гор (Кечути) и Дзирулы располагаются широтные синклинальные зоны, сложенные мощными толщами верхнемеловых и палеогеновых образований.

Далее, упомянутый автор соединяет на своей схеме Гирратахский разлом с Мисханским, что противоречит данным полевых наблюдений. Мисханский разлом, осложняющий южное крыло крупной синклинали указанного района, отчетливо прослеживается до района сел. Раздан, затем он фиксируется цепью вулканов Агмагана, расположенных на нем, и далее через складки Даралагяза, перевала Кочбек и Сисианский район отчетливо отвечает оси Кафанской антиклинали (см. ниже). Гирратахский разлом проходит к югу от Сисиана, затухая в верховье р. Нахичеван-чай. Ничем не обоснованы также близширотные разломы, показанные вдоль южного склона Арагаца и через среднее течение р. Раздан близ Еревана.

Сравнивая между собой тектонические схемы А. Т. Асланяна и А. А. Габриеляна, констатируем их резкие различия, выражающиеся в разной конфигурации тектонических зон и размещении глубинных разломов. Вместе с тем последняя схема А. А. Габриеляна (1961) в общем напоминает схему В. Е. Хаина (1949), отличаясь лишь большим числом выделенных крупных складок—«антиклинориев» и «синклинориев», выступов докембрийских фундаментов и др. Далее, следуя И. Г. Магакьяну (1952), А. А. Габриелян соединяет в одну зону Сомхетский и Кафанский районы, что в корне неправильно; это палеогеографически хотя и одновозрастные единицы, но обособились они тектонически в дотретичное время. Кроме того, эти зоны отчетливо разделены офиолитовым поясом позднеэоценового возраста.

Анализу геотектонического развития и сейсмичности Кавказа посвящен большой коллективный труд И. В. Кирилловой, Е. Н. Люстих, В. А. Растворовой, А. А. Сорского и В. Е. Хаина (1960). В нем за основу принята тектоническая схема В. Е. Хаина (1949).

Авторы, пользуясь методом анализа фаций, мощностей и «перерывов», последовательно восстанавливают историю колебательных движений, происходивших на Кавказе в течение альпийского тектонического цикла. Для Большого Кавказа авторы повторяют известное исследование В. В. Белоусова, только на новом, более детальном материале последних лет. В части Малого Кавказа кропотливое исследование авторов, к сожалению, теряет в значительной мере свою ценность из-за принятой неверной стратиграфии кайнозоя области.

Тектоническое районирование территории Азербайджанской ССР, приведенное в соответствующем томе, изданном АН Азербайджанской ССР (1958), страдает излишними деталями и обилием выделенных местных стратиграфических подразделений; последние нередко не увязываются с данными соседних районов. Хорошо обоснованной является новейшая тектоническая карта Грузии, составленная под редакцией П. Д. Гамкрелидзе (1964).

Все вышеизложенное дает основание отстаивать большую верность тектонической схемы Кавказа, обоснованной нами (1959); в настоящем варианте она пополнена данными последних лет.

По характеру осадконакопления, проявлению тектонических дислокаций, магматизму, метаморфизму и данным геофизических исследований на территории Кавказа выделяются следующие шесть основных крупных структурных комплексов (рис. 2), расчленяющихся, естественно, в свою очередь на ряд зон (и элементов):

I. Ергенинское плато—платформа на верхнепалеозойском основании (погребенный складчатый Донбасс).

II. Предкавказье (передовой прогиб среднепалеозойского времени, ныне эпигерцинская платформа).

III. Большой Кавказ (крупный антиклинорий).

IV. Рионо-Куринская депрессия (обширный межгорный прогиб).

V. Малый Кавказ (крупный антиклинорий).

VI. Депрессия Аракса—северный край Анатолийско-Иранского межгорного прогиба.

Каждый комплекс (кроме I и VI) расчленяется на ряд зон, отличающихся как размерами, так и интенсивностью складкообразования и вулканизмом.

Несколько слов о термине мегаантиклинорий. Некоторые исследователи применяют его по отношению ко всему Кавказу, другие к Большому и Малому Кавказу в отдельности, третьи—к крупным структурам внутри тектонических зон Большого и Малого Кавказа, а антиклинорий—к обыкновенным более или менее крупным антиклиналям. Проще пользоваться лишь терминами антиклинорий и синклинорий с различными прилагательными.

I. Ергенинское плато сложено в основном лессовидными суглинками водоразделов, из-под которых лишь местами по оврагам обнажаются верхнеплиоценовые пески так называемой ергенинской серии. Данными многочисленных буровых скважин установлено, что под маломощным чехлом мезо- и кайнозойских отложений здесь располагается целый ряд погребенных структур пород карбонового возраста. По данным геофизических исследований и опорного бурения сюда протягиваются из районов открытого Донбасса целый ряд известных там структур (А. Я. Дубинский и др.).

Подмечено общее соответствие структурных форм карбона и третичных отложений, но разнящихся, конечно, в деталях; более молодые структуры характеризуются брахискладчатыми формами. Шарниры крупных складок поднимаются к западу—северо-западу.

Эта зона погребенных структур отчетливо прослежена буровыми и геофизическими работами далее к юго-востоку в район Прикаспийской низменности, а затем через северную часть Каспия далее к востоку, где она соответствует грандиозной Центральной Арало-Каспийской антиклинальной зоне пологих складок мезозойского и кайнозойского возраста, установленной С. С. Шульцем (1955). Интересно отметить, что в мелководной части Каспия проходит область погружения шарнира зоны, вновь поднимающегося (кулисообразно ?) на восточном его берегу.

Далее, следует отметить вывод упомянутого автора, основанный на структурно-фациальном анализе, что не только крупные структуры зоны Прикаспия, но и отдельные складки формировались здесь длительно и одновременно с аккумуляцией слагающих эти складки мезо- и кайнозойских отложений, т. е. здесь имеется наглядный пример конседиментационной складчатости.

II. Предкавказье. Комплекс Предкавказья ограничен на севере долиной Манычей, а на юге—южной границей эпигерцинской (скифской) платформы, хорошо обрисовывающейся на геологических разрезах (см. рис. 1). Протягивается эта граница от Анапы на западе до Апше-

рона на востоке, проходя по южному краю северокавказской моноклинали, через Орджоникидзе и предгорья Дагестана.

Предкавказье сложено мощным (до 6—8 *км*) комплексом мезо- и кайнозойских пород на верхнепалеозойском складчатом фундаменте. Это характеризует эту зону как краевой прогиб по отношению к южному краю Русской платформы или передовой прогиб по отношению к складчатой системе альпийского Кавказа.

В составе комплекса Предкавказья различаются несколько элементов; главное место здесь занимают: 1—Ставропольское антиклинальное поднятие (сложная брахиантиклиналь широтного направления) и неразрывно с ним связанные 2—Азово-Кубанская и 3—Терско-Кумская впадины. Границы между ними расплывчатые.

1. Ставропольское поднятие сложено третичными отложениями; представляет весьма широкую и пологую брахискладку близширотного направления, осложненную рядом второстепенных складок (углы падения третичных отложений—минуты и доли градуса, определяемые геометрическим путем).

В северной части поднятия (начиная от широты гор. Ставрополя) указанные второстепенные складки широтных направлений слабо изогнуты к северу. К югу же, от райсна гор. Невинномысска на северо-западе и до района Кавказских Минеральных Вод (КМВ) на юго-востоке, протягивается ряд (зона) кулисообразно расположенных брахиантиклиналей уже общекавказского простирания. Складки нередко извилистые.

В этом же направлении в докембрийском субстрате, видимо, проходил глубинный разлом общекавказского направления, сочленяющийся в районе гор. Орджоникидзе (см. рис. 2) с северным краем мобильной зоны Большого Кавказа.

Оси складок к юго-востоку, в районе КМВ, воздымаются, вследствие чего там в их ядрах обнажаются верхнемеловые породы. К этим мелким складкам, осложненным разломами, приурочены известные лакколиты Пятигорья.

Район КМВ представляет тектонический клин, расположенный в месте сочленения юго-восточной части Ставропольского поднятия с Терско-Сунженской зоной складок и Северо-Кавказской моноклиналью.

2. Азово-Кубанская впадина представляет передовой прогиб с крутым внутренним (южным) крылом, образованным предгорьями северо-западного Кавказа, и пологим внешним крылом, представляющим собой протяженный платформенный склон. На востоке впадина ограничивается полосой Ставропольских и Ергенинских поднятий, а на западе она открывается в сторону Азовского моря, замыкаясь в этом направлении в зоне восточного погружения Тарханкутского вала (Г. Н. Родзянко, 1961).

В наиболее прогнутой осевой части Азово-Кубанской впадины амплитуда опусканий за послемайкопский период достигла для южной части 4500 *м*. Из них 1500—1800 *м* опусканий падают на плиоцен и плейстоцен. По правобережью Дона опускание не превышает 100 *м*. В зоне наибольших погружений точно датированные среднесарматские слои опущены на глубину свыше 2000 *м* (Шенджийская скважина). Эти опускания не затухли еще в настоящее время, что подтверждается погружением высоких террас в низовьях р. Кубани под уровень поймы.

Вся впадина в целом осложнена платформенными структурами второго порядка—пологими поднятиями и мульдами различных размеров, выявленными геофизическими исследованиями. Эти второстепенные структуры имеют общее почти широтное направление; наличие попе-

речного поднятия (антиклизы), пересекающего всю впадину (от Майкопа до ж.-д. ст. Кущевка), принимаемого некоторыми исследователями, Г. Н. Родзянко полностью отвергает, с чем мы согласны.

3. Терско-Кумская впадина имеет строение, аналогичное с Азово-Кубанской; северная ее граница также выдвинута далеко к северу, за линию Восточного Маныча. Ось же прогиба примерно совпадает с нижним течением р. Терек.

Вдоль южного края впадины в пределах Затеречной равнины сейсмическими исследованиями устанавливается спокойное пологое моноклинальное залегание пород с постепенным их воздыманием к северу. Лишь местами отмечаются незначительные террасовидные структурные формы; своеобразен район гор. Моздока, где моноклиналь осложнена структурным выступом. Затеречная моноклиналь протягивается в Закумскую равнину, где моноклинальное строение (в восточной части) прослежено до линии Мангышлак-Донбасской складчатости, с которой связаны крупные брахиантиклинали.

К востоку от гор. Буденновска, для северо-западной части северного склона прогиба характерны незначительные по амплитуде куполовидные поднятия, связанные с восточной краевой затухающей частью Ставропольской складчатой зоны.

Для южного борта прогиба выявлены некоторые новые погребенные поднятия, причем с удалением их от передовых складок степень дислоцированности пород уменьшается.

Присулакский прогиб открывается к Каспийскому морю и в западной своей части, постепенно вздымаясь, отделяется от Затеречного выступа террасой.

В общем юго-восточная часть Скифской платформы представляет по геофизическим данным сочетание разрывных нарушений разного направления, создавших блоковое строение ее фундамента (Д. А. Мирзоев, 1968). Этим обусловлены выявленные в платформенном чехле (3,5—5 км) локальные структуры, представленные куполовидными и брахисинклинальными складками.

Иногда влияние блоков фундамента отражается в верхнем структурном ярусе в виде флексур или зон повышенной трещиноватости.

Интересные данные о геологическом строении Северного Каспия, основанные на изучении аэрофотоснимков акватории, а также геологических и геоморфологических наблюдений побережий, приведены в работе С. С. Шульца и Б. Н. Можаева (1956).

По указанным авторам, мелководный участок дна Северного Каспия, протягивающийся от полуострова Мангышлак на запад - северо-запад, в сторону Промысловского поднятия, может рассматриваться как погруженная часть широкой антиклинальной зоны, далеко прослеживающейся на восток и на запад от Каспийского моря. В пределах этой зоны как на побережьях, так и на дне моря выделяются отдельные брахиантиклинальные складки второго порядка.

Упомянутая антиклинальная зона и осложняющие ее второстепенные складки сформировались в результате мезо-кайнозойских тектонических движений (на эпигерцинской платформе). В течение кайнозоя эти пологие складчатые структуры развивались длительно, одновременно с осадкообразованием и в едином плане, представляя собой яркий пример конседиментационной складчатости.

Сформированные в третичный период пологие складки продолжают свое развитие в четвертичный период и, по-видимому, в настоящее время. В связи с этим можно ожидать, что складчатые формы мезо-кайнозойской структуры имеют отражение в устройстве поверхности суши и морского дна.

4. Таманская зона является связующей (переходной) между Азово-Кубанской впадиной и комплексом Большого Кавказа. Сложена она слабодислоцированными третичными отложениями; к ядрам многих различно ориентированных брахиантиклиналей Таманского полуострова, видимо осложненных разрывами, приурочены грязевые вулканы. Некоторые складки диапирового типа.

Характерной особенностью развитых в пределах Таманской зоны мезозойских (начиная с юры) и третичных осадков является их сравнительно небольшая мощность и частые перерывы между ними, вследствие чего в ряде случаев наблюдается выпадение из разреза отдельных стратиграфических комплексов.

Тектоническое строение зоны спокойное, однако при общем моноклинальном залегании пород намечаются складки, имеющие тенденцию к опрокидыванию в юго-западном направлении (особенно вдоль края мобильной зоны Кавказского хребта). Здесь отчетливо констатируется наличие крупной орогенической фазы на границе эоцена и олигоцена, а затем после майкопа.

В среднемиоценовое и плиоценовое время происходит постепенное прогрессивное опускание краевой части платформы и различные ярусы указанного времени, перекрывая друг друга, продвигаются к югу.

5. Северо-Кавказская моноклиналь расположена к югу от Ставропольского поднятия, протягиваясь от верховьев р. Белой на западе до р. Ардон на востоке. Эта моноклиналь в районе к югу от гор. Невинномысска сочленяется с Ставропольским поднятием посредством второстепенной синклинали общекавказского направления. В пределах моноклинали залегают весьма полого не только породы третичного разреза, но и меловые и юрские; последним подлежит протерозойский и нижнепалеозойский субстрат. Общий уклон пород к северу—северо-востоку, наблюдаются малоамплитудные сбросы. Вдоль южной границы моноклинали протягивается широтная зона крупнейших разломов в палеозойском фундаменте.

Накопление осадков этой зоны протекало в парагеосинклинали, развитие которой закончилось в конце средней—начале поздней юры и до конца олигоцена здесь сохранялся платформенный режим. В поднятие Большого Кавказа зона была вовлечена, минуя инверсию, поэтому А. Л. Лунев (1968) правильно трактует ее как эпиплатформенную орогеническую зону, именуя ее Северо-Кавказским краевым массивом.

На крайнем юго-востоке описываемая моноклиналь сочленяется с Терско-Сунженской зоной краевых складок. Здесь (на Ардоно-Терской равнине) по геофизическим данным вдоль р. Терек наблюдается разлом в фундаменте северо-восточного направления. Северный блок приподнят по отношению к южному на 1,5—2 *км* и глубина до фундамента в пределах северного блока определяется 6,5—8 *км*, а южного—10—12 (В. Д. Шепелев, 1968).

6. Терско-Сунженская зона складок располагается к востоку-юго-востоку от Северо-Кавказской моноклинали и является (идентично Таманской зоне) связующей между Терско-Кумской впадиной и комплексом восточной части Большого Кавказа. Сложена зона третичными отложениями, протягивается без перерыва далее к юго-востоку вдоль Дагестанского побережья Каспия. Здесь складки развиты также главным образом в покрове третичных отложений; подстилающий же их меловой и юрский субстрат дислоцирован более или менее интенсивно лишь в районе р. Сулак и гор. Махач-кала.

За последние годы буровыми скважинами в мезозойских отложениях правобережья Терека установлены разрывные нарушения взбросового и надвигового типов со смещением слоев в направлении с юга на

север. Амплитуда смещения достигает иногда нескольких километров (А. Е. Саламатин, 1968).

Формирование краевого прогиба этой зоны, возникшего в начале позднеюрской эпохи, продолжалось до конца миоцена, когда на Кавказе произошла общая инверсия геотектонического режима. При этом возникли асимметричные складки (коробления), а также крупные пологие надвиги.

Указанные разрывные нарушения в мезозойском комплексе отложений Терско-Каспийского прогиба носят региональный характер и по всей вероятности продолжаются и далее к востоку от Карабулак-Ачалукского и Заманкульского районов (В. Ф. Талалаев, 1968).

Терско-Каспийский предгорный прогиб характеризуется спокойным гравитационным полем, интенсивные локальные аномалии отмечаются здесь лишь в области передовых хребтов. Гравитационное поле отрицательное, в северном направлении происходит постепенное увеличение значений силы тяжести (В. И. Резников, 1968).

Вышеописанные Таманская зона, Северо-Кавказская моноклиналь и Терско-Сунженская Дагестанская зона являются переходными зонами между Северо-Кавказской платформой и геосинклиналью Большого Кавказа. При этом следует отметить следующие их характерные особенности: вдоль южного края Северо-Кавказской моноклинали взламывание субстрата шло «за счет» всего комплекса пород Большого Кавказа, а к востоку и западу от нее (начиная от концевых частей моноклинали) происходило также и смятие субстрата платформы, сопровождавшееся образованием покровных складок в третичных и частью в меловых и юрских образованиях.

Предкавказье в целом представляет собой типичную молодую платформу, сложенную интенсивно дислоцированным герцинским основанием и спокойно, в общем, залегающим мезо-- и кайнозойским чехлом, осложненным весьма пологими брахискладками. Эта молодая платформа возникла и формировалась в зоне сочленения Кавказской геосинклинали с краевой зоной Русской платформы, почему оказалась вовлеченной в систему краевого прогиба.

Домезозойский складчатый фундамент Предкавказья сложен архейскими гнейсовидными гранитами Азовского сводового поднятия и породами девонской и каменноугольной систем, в разной степени метаморфизованными. Буровыми скважинами обнаружены магматические жильные тела основного состава.

Мезозойские и кайнозойские отложения на большей части Предкавказья представлены аптом и альбом, верхним мелом, третичными и четвертичными породами. Из более древних образований мезозоя известны осадки юры и триаса, слагающие уже северные предгорья Большого Кавказа. Наиболее древними членами мезозойского комплекса, из числа известных в центральном Предкавказье, являются отложения титона и неокома, вскрытые в Нагутской скважине в районе Кавказских Минеральных Вод.

Мощности отложений юры, мела и третичной системы закономерно уменьшаются к северу. Наибольшие мощности этих осадков фиксированы вдоль южного края зоны,—вдоль оси намечающегося предгорного прогиба.

Главным элементом домезозойской складчатой структуры Предкавказья является восточное продолжение Азовского сводового поднятия. Последнее, погружающееся к востоку-юго-востоку, обусловило отделение, начиная с верхней перми—нижнего мезозоя, северной и южной ветвей некогда единой донецкой складчатой системы.

Ставропольское поднятие считалось до последнего времени близмеридиональным, в то время как все структуры, выявленные на нем, имеют почти широтное и общекавказское направление. Под мезозойскими отложениями здесь располагаются, по данным бурения, породы карбона (существенно метаморфизованные и интенсивно дислоцированные). Представляет оно периферическую часть складчатой системы, примыкающей к Большому Донбассу, его южное, высоко приподнятое крыло. Южная же часть поднятия, ближе к Кавказу, является переработанной геоантиклинальной зоной среднепалеозойской складчатости.

Предкавказский краевой прогиб возник еще в предаптское время, однако основные структуры этой территории обозначились только в миоценовый период и окончательно сформировались лишь в послепонтическую эпоху.

III. Большой Кавказ представляет собою складчатую область с ярко выраженными геосинклинальными тенденциями, проявившимися в течение юры, мела и нижнего палеогена. Начиная с конца палеогена в бóльшей части зоны берут верх геоантиклинальные тенденции. В. В. Белоусов (1940) считает, на основании анализа мощностей юрских, меловых и эоценовых отложений, что здесь существовала, кроме главной геосинклинали с накоплением флишевых осадков, еще вторая, северная геосинклиналь, ось которой проходила приблизительно на широте гор. Орджоникидзе (Владикавказ).

Комплекс Большого Кавказа представляет сложное складчато-горстовое поднятие (крупный антиклинорий), местами имеющее веерообразное строение и расчленяющееся на ряд зон, довольно резко разнящихся друг от друга.

Северное крыло антиклинория отличается гораздо более спокойным строением, чем южное, для которого характерно развитие опрокинутых складок и чешуйчатых надвигов. На погружениях антиклинория Большого Кавказа на Апшеронском и Таманском полуостровах развиты куполовидные складки, осложненные разрывами, к которым приурочены грязевые вулканы. Протягиваясь от Анапы и Новороссийска до Апшерона, полоса имеет довольно постоянную ширину, равную приблизительно 100 *км*; лишь в районе Дагестана она достигает 180 *км* за счет присоединения так называемого «Дагестанского клина» (вернее «сегмента».—К. П.).

С северной стороны комплекс ограничен вышеуказанной южной границей эпигерцинской платформы (границей «мобильной зоны» Главного хребта), а с южной—виргационной системой крупных разломов с надвиганием горных масс к югу (плоскости надвигов падают под крутыми углами на север).

Структура фундамента антиклинория имеет, судя по геофизическим данным, блоковый характер. Наиболее крупные аномалии силы тяжести связаны, в первую очередь, с изменениями мощности земной коры, и, возможно, рельефом поверхности Мохо; менее крупные, локальные аномалии обусловлены неравномерностью распределения плотности в горных массах, слагающих верхние горизонты земной коры.

Неравномерности строения осадочного чехла, как правило, не оказывают существенного влияния на структуру гравитационного поля.

Наиболее мощная кора находится в северной части антиклинория Большого Кавказа, что подтверждается интенсивными отрицательными аномалиями. Некоторое уменьшение ее мощности отмечается в пределах складчатой зоны южного склона, что обусловлено, видимо, менее ярко выраженной протекавшей здесь инверсией, по сравнению с таковой северной части региона и не сопровождавшейся образованием такого мощного гранитного слоя (В. И. Резников, 1968).



Фото 3. Главный хребет к западу от Мамисонского перевала; южный склон. Граниты («серые») и кристаллические сланцы, надвинуты с севера на аспидные сланцы лейаса (вершина справа). Это главный надвиг (Адайкомский) Б. Кавказа; возраст третичный. Фото К. Н. Паффенгольца, 1965.



В составе комплекса Большого Кавказа нами выделяются следующие одиннадцать (7—17) зон, обладающих резкими индивидуальными чертами: 7—Центральное поднятие Большого Кавказа; 8—Центральное поднятие Главного хребта (восточная часть); 9—Центральное поднятие Главного хребта (западная часть); 10—Глыбово-складчатая зона передового хребта (центральная часть северного склона Главного хребта); 11—зона северного Дагестана («Дагестанский сегмент»); 12—восточная часть южного склона Главного хребта; 13—западная часть южного склона Главного хребта; 14—центральная часть южного склона Главного хребта; 15—зона погружения западной части Главного хребта; 16—зона погружения восточной части Главного хребта; 17—Алазано-Агричайская депрессия.

Некоторые структурные зоны представляют самостоятельные горстовые поднятия, местами веерообразного строения.

7. Центральное поднятие Большого Кавказа. Представляет типичную тектоническую линзу (250×35 *км*), протягивающуюся от р. Б. Зеленчука на западе до р. Ардон на востоке. Простирание зоны на западе широтное, сменяющееся далее к востоку на юго-восточное. Западная часть этой крупной геологической структуры зародилась в верхнем палеозое; сложена она верхнепалеозойскими гранитоидами, глубоко метаморфизованными кристаллическими сланцами протерозоя и верхнего (?) архея, а также частично аспидными сланцами лейаса (на юго-востоке, в районе погружения древнего субстрата).

Границы зоны с севера и юга являются тектоническими; с севера она ограничена сложной системой разломов глыбово-сланцевой зоны (см. рис. 2, 10), с юга ее границей является: в западной части—«надвиг Главного хребта», а от г. Ушбы далее к востоку—Садонский надвиг (протяжение около 150 *км*), смещаемый первым (рис. 2)—более поздним (см. ниже, при описании зон 12 и 8).

В центральной части поднятия, в районе Эльбруса и далее к востоку, в верховье р. Чегем древний субстрат (кристаллические сланцы и гранитоиды) трансгрессивно перекрыт вулканогенной толщей, для которой установлен олигоценовый возраст (К. Н. Паффенгольц, 1959). В районе Эльбруса эта толща разбита двумя сбросами—широтного и общекавказского направления, на пересечении которых расположен вулкан Эльбрус (акчагыльского возраста). Амплитуда второго из вышеуказанных сбросов свыше 1 *км*; поднято северное крыло («граниты Главного хребта»).

Вышеупомянутый главный надвиг южного склона Главного хребта является крупнейшим тектоническим элементом Кавказа; он прослеживается по простиранию на сотни километров и представляет собою кулисообразное сочетание нескольких разломов надвигового характера, с перемещением масс с севера на юг. Вертикальная и горизонтальная амплитуды надвига около 5 *км*; средний угол падения плоскости надвига равен 45°.

8. Центральное поднятие Главного хребта (восточная часть) представляет непосредственное продолжение предыдущей зоны, сочленяясь с ней в бассейнах верхнего течения рр. Ардон и Урух, заходя в виде клиньев друг за друга (см. рис. 2). Интересно отметить, что северный клин является по отношению к южному опущенным при общем надвигании их к югу и погружении обеих зон к востоку.

Длина зоны около 500 *км*, ширина до 55 *км*; протягивается она от района г. Ушбы на западе до района вершин Базар-дюзи (4480 *м*) и Баба-даг (3632 *м*) на востоке.

Исключительный интерес представляет наиболее приподнятое западное окончание этой зоны, являющееся типичным тектоническим кли-

ном близширотного направления (см. рис. 2). Границами его служат надвиги кристаллических сланцев эопалеозоя и гранитоидов верхнего палеозоя на отложения лейаса; надвиги сходятся в районе г. Ушба. Северный надвиг (Садонский) является восточным продолжением штавлерского (см. ниже) разлома, несколько смещенного южным надвигом («надвигом Главного хребта»); последний является, следовательно, несколько более поздним.

Внутри описанного тектонического клина, полого погружающегося в восточном направлении, находятся высшие вершины Кавказа: двуглавая Ушба (4695 и 4710 *м*), Дых-тау (5198 *м*), Шхара (5201 *м*), Лабода (4319 *м*) и Уилпата (4646 *м*), сложенные кристаллическими породами; последние по правобережью р. Ардон в антиклинальном залегании уходят под лейасовые образования массива г. Тепли (4427 *м*), интрудированные третичными гранодиоритами (см. ниже).

В палеозойских и мезозойских отложениях указанного тектонического клина наблюдаются явления диапиризма, наиболее четко проявленные в верховьях р. Гизель-дон, где они осложняют одноименную брахиантиклиналь. Здесь констатированы жесткие блоки (500×150 *м*) конгломератов средней пачки верхнего карбона, оторванные от фундамента и вдавленные в толщу более пластичных глинистых сланцев лейаса (В. Н. Макаров, 1968). Рассланцованные песчаники нижней пачки верхнего карбона, слагающие ядро брахиантиклинали, выжимаются по разломам в вышележащие конгломераты средней пачки верхнего карбона и в сланцы юры (Е. В. Гладков).

Диапиризм проявился, кроме того, в образовании в северном крыле Гизельдонской брахиантиклинали своеобразного ядра нагнетания (2,5×0,6 *км*), сложенного известняками перми, собранными в изоклинальные и дисгармоничные складки.

В верховьях р. Бад наблюдаются признаки продавливания жесткими блоками палеозойских пород свода Бадской антиклинали, сложенного сланцами лейаса.

В пределах указанных антиклиналей вдоль межформационных поверхностей скольжения, разграничивающих компетентные и относительно пластичные разности пород, развиваются процессы скарнирования, с которыми связано полиметаллическое и вольфрамовое оруденение. Диапировые структуры должны стать геолого-поисковым признаком; возраст диапиризма и скарнообразования послесреднеюрский.

Далее к востоку наблюдается сплошное развитие нижне- и частью среднеюрских песчаниково-сланцевых толщ; на востоке зона периклинально окаймляется отложениями верхней юры и нижнего мела. Северная и южная границы зоны являются тектоническими.

В формировании структуры этой зоны играют ведущую роль два основных литологических комплекса: глинистая толща лейаса и песчаниковая свита байоса, обусловившие местами дисгармоничность их складчатости. Мощность обеих толщ на западе около 2 500 *м*, возрастающая на юго-востоке до 10000 *м* и более (Г. И. Иванов, 1968).

В северо-восточной части сланцевого Дагестана наблюдается согласный разрез от нижнего аалена до бата (регрессивного) включительно (общая мощность около 4000 *м*). Выше располагается несогласно и трансгрессивно (в результате предкелловейской фазы) мощная согласная толща от верхней юры до сенона и дания включительно. Отложения палеоцена—эоцена перекрывают ее несогласно и трансгрессивно; выше следуют трансгрессивные майкоп, караган и акчагыл (Б. А. Канчели, 1961).

Общее погружение складок в восток-юго-восточном направлении

происходит весьма постепенно вплоть до восточной границы зоны, где погружение ее становится относительно резким.

Структура зоны глыбово-складчатая; основные структурные элементы представляют тектонически обособленные блоки, внутреннее строение которых обусловлено различным соотношением складчатых и разрывных деформаций.

Разделяется разломами на три структурные подзоны, характеризующиеся своеобразием складчатой и разрывной тектоники.

Выделяется центральная подзона (горст?), включающая Боковой хребет, ограниченная с юга Тлярата-Самурским разломом, имеющим на отдельных участках форму надвига.

В Южной (Преднадвиговой) зоне складчатость более напряженная, наблюдаются изоклинальные складки.

К югу располагается Бежитинская подзона, представляющая вполне обособленную крупную антиклинальную структуру, опрокинутую к югу (Н. В. Венцковский, 1968).

Основная система разрывных нарушений Сланцевого Дагестана характеризуется разнообразием морфологических и генетических типов. Различают три системы: 1—продольные (сбросы, взбросы, реже надвиги), близширотные (сдвиги) и поперечные. Продольные нарушения двух направлений: более древние—диагональные (ССЗ) и общекавказские (СЗ), срезающие первые под острым углом; они предкелловейские, затем оживлялись. Поперечные нарушения констатированы по геофизическим данным в субстрате; впоследствии они отразились в чехле в виде малоамплитудных сбросов, взбросов и флексур (В. И. Резников, 1968).

Данные сейсмической активности в Дагестане свидетельствуют о непрекращающемся перемещении подкоровых масс, вызывающем дифференцированное опускание или поднятие отдельных блоков диаграммы (Г. Г. Бунин, 1968).

Простирание складок зоны общекавказское, в южной ее части приближающееся к широтному. Складчатость зоны характеризуется простыми и крупными структурными формами, на фоне которых наблюдается весьма сложная дополнительная гофрировка слоев, сопровождающаяся мелкими, различно ориентированными разрывами надвигового типа. Крупные разрывы отсутствуют.

Складки обычно симметричны и вместе с тем умеренно сжаты; степень сжатия увеличивается к югу. Наклон осевых поверхностей складок и плоскостей нарушений обычно направлен к северу.

Исследования А. М. Шурыгина (1959) показали, что погружение пород на север и на юг от осевой части мегантиклинория происходит скачкообразно, на продольных уступах, выраженных флексурами или взбросами. Между уступами располагаются участки, где породы, смятые в складки более высокого порядка, остаются на одном уровне, не испытывая значительного погружения вкрест простирания. Такие участки автор называет «ступенями»; там, где ступени фигурируют в качестве исторических, а не структурных элементов, они именуются «зонами».

В поперечном сечении зоны поднятия отчетливо устанавливаются во многих разрезах структурные элементы низшего порядка (антиклинальные поднятия и синклинальные прогибы); некоторые поднятия построены веерообразно.

9. Центральное поднятие Главного хребта (западная часть) простирается от г. Штавлери (3994 *м*) на востоке до меридиана гор. Краснодара на западе; длина его 350 *км*, ширина до 30 *км*.

С Центральным поднятием Большого Кавказа (7) сочленяется, подобно восточной части, клинообразно (заходя друг за друга). Восточная, наиболее приподнятая часть зоны, сложенная кристаллическими

породами, представляет тектонический клин (см. рис. 1 и 2), северной границей которого является «надвиг Главного хребта», а южной—косой (диагональный) разлом (Штавлерский). По последнему опущена восточная часть соседней зоны (12), сложенной исключительно осадочными образованиями (см. ниже). Штавлерский разлом (длина около 40 *км*) срезается надвигом южного склона Главного хребта, являющимся далее к западу южной границей зоны, протягиваясь до района Красной поляны. По этому надвигу на востоке древний субстрат надвинут на образования лейаса, а на западе—последние надвинуты на меловые отложения. Но в этой складчатости южнее участвуют и палеогеновые осадки, чем здесь определяется третичный возраст надвига.

Отрезок северной границы зоны к западу от Клухорского перевала известен под названием Архызско-Софийской депрессии; сложена она отложениями лейаса.

Подобная тектоническая депрессия наблюдается и вдоль южной границы зоны по долинам рр. Ацгара (Чхалты) и Бзипи.

Сложена зона кристаллическими сланцами докембрия, верхнепалеозойскими гранитоидами и гипербазитами, метаморфизованными породами среднего и верхнего палеозоя и песчаниково-сланцевыми толщами лейаса и доггера. Простирание зоны общекавказское; внутри зоны наблюдается много дизъюнктивных нарушений, расчленяющих ее на узкие продольные подзоны. Интенсивная складчатость осложнена разломами; падение осей складок северо-западное, вследствие чего в указанном направлении увеличиваются площади (клинья) юрских образований. Восточная часть зоны (клин) является поднятой по отношению к западной части Центрального поднятия Большого Кавказа.

10. Глыбово-складчатая зона Передового хребта. Расположена на северном склоне центральной части Главного хребта, где разделяет центральную зону поднятия (7) и Северокавказскую моноклиналь (5, см. рис. 2). Длина зоны около 300 *км*; к востоку, в междуречье рр. Баксана и Чегема, она выклинивается (тектонически), в 25—30 *км* восточнее гор. Тырныауз. На западе она также заканчивается в форме клина по левобережью р. Белой в районе сел. Темнолесское, где констатированы крайние западные выходы «красных» гранитов (раннекарбоновых), перекрытых тоаром. Здесь зона сочленяется с таковой западного погружения Главного хребта. Сложена зона в основном отложениями среднего и частично верхнего палеозоя; кроме того, здесь сохранились в форме тектонических клиньев докембрийские образования, нижнепалеозойские метаморфические сланцы, а в некоторых местах также нижнеюрские породы.

Это одна из наиболее сложно построенных тектонических зон на Северном Кавказе. Слагающие ее толщи обнаруживают крутые углы падения, разделены продольными сбросами и слагают обособленные полосы (глыбы) линзообразной формы, разбитые диагональными разломами (сдвигами). Амплитуды сбросов варьируют от долей до многих сотен метров. Весьма разнообразны здесь как по возрасту, так и по фациям и составу изверженные породы (И. Г. Кузнецов, 1951).

Простирание разрывов в основном близкое к общему направлению зоны (запад- северо-западное).

Особенно сложным строением отличается западная часть зоны, начиная от левобережья р. Кубани. Многочисленные разнонаправленные сбросы обусловливают во многих участках структуру «разбитой тарелки».

Эта зона представляет ныне предтоарский грабен, в котором сохранились уничтоженные эрозией к северу и югу от него палеозойские осадки, а также послеюрский горст, с которого смыты все юрские осад-

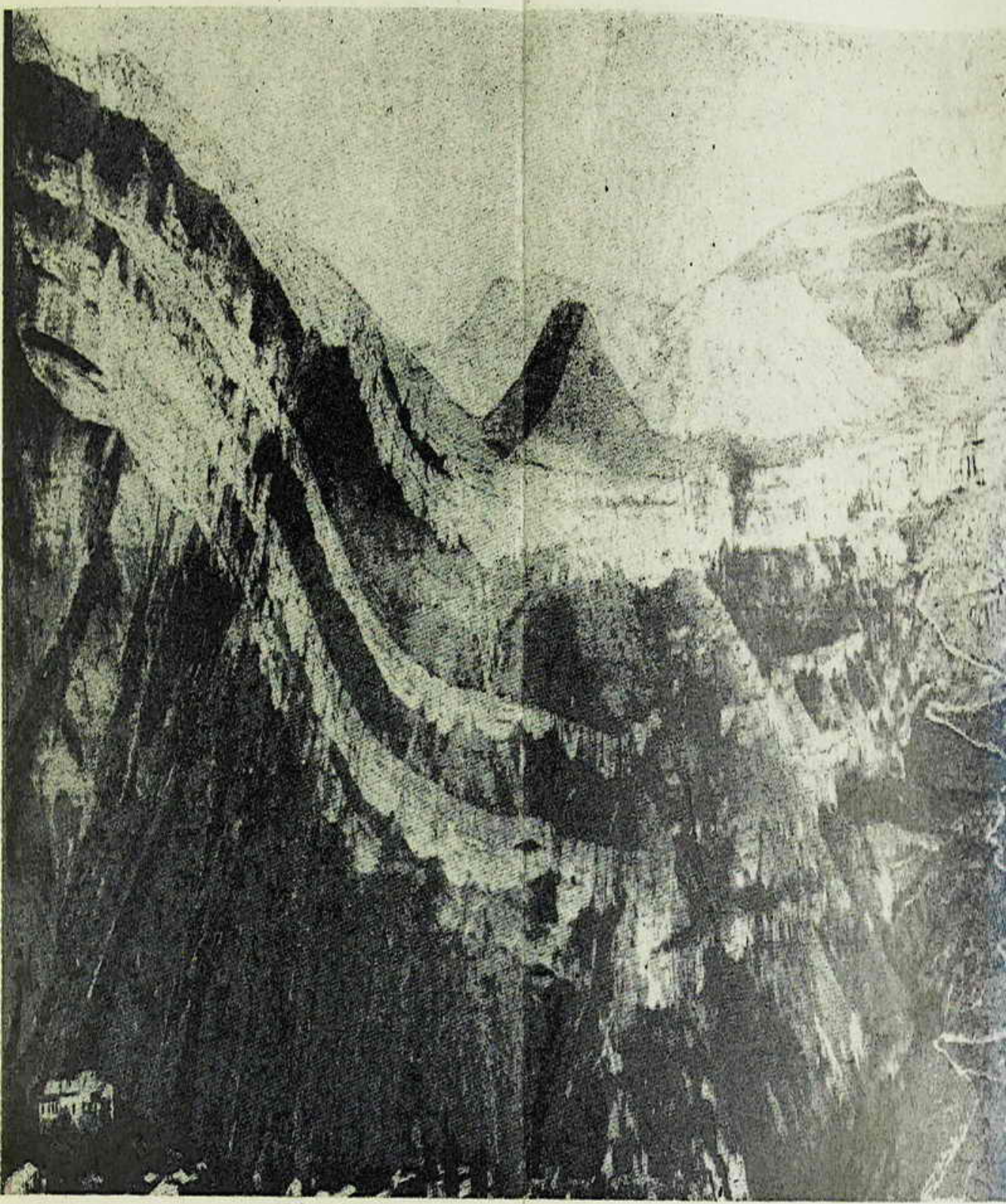
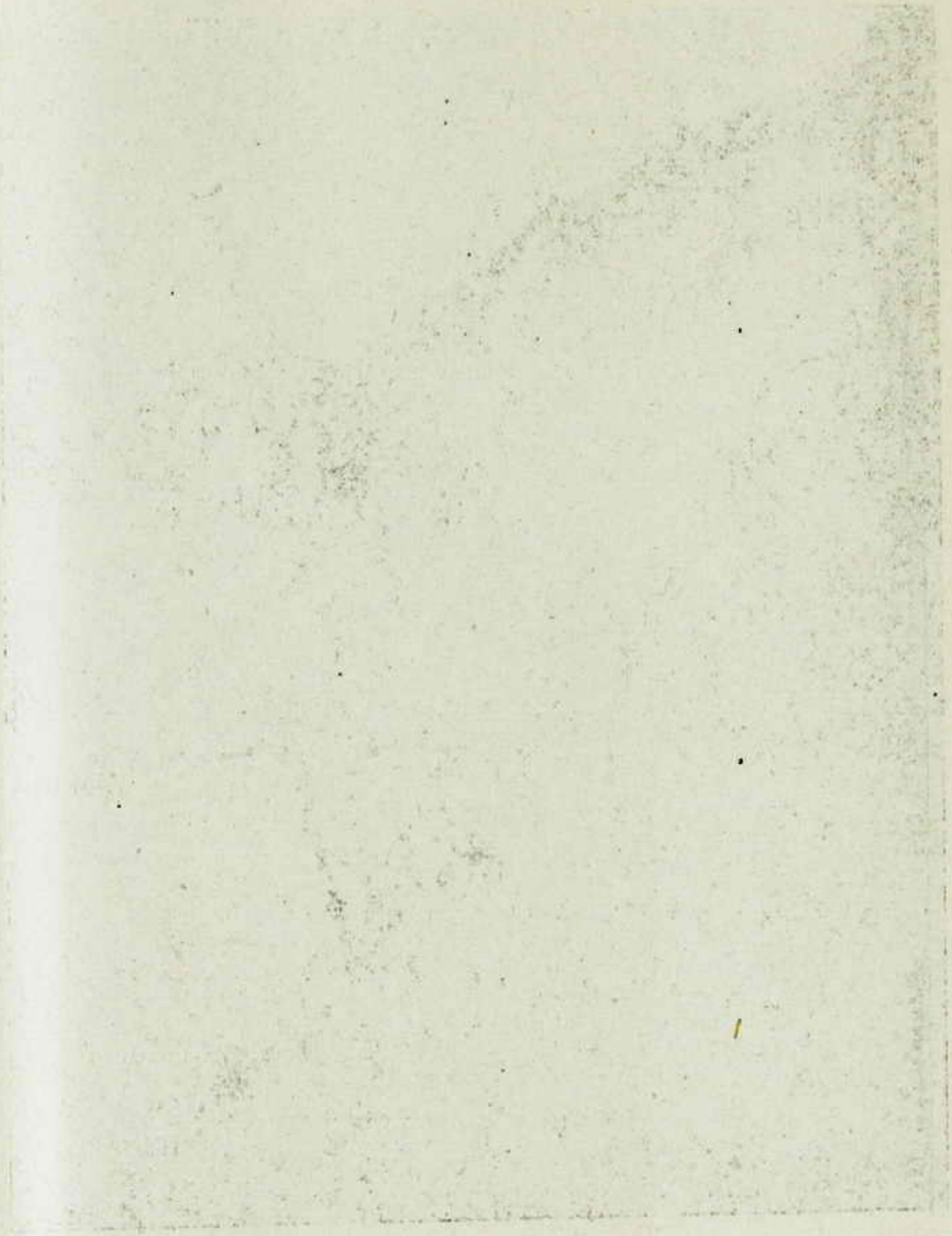


Фото 4. Дагестан, ущелье р. Кара-кёйсу. Пример линейной складчатости. Близширотная синклиналь, сложенная верхнеюрскими и нижнемеловыми песчанн



ки, сохранившиеся от эрозии в смежных зонах. Останец их имеется к северо-западу от г. Эльбрус; по нему устанавливается относительный подъем Передового хребта в посленижнеюрское время, равный около 800 *м* (Н. И. Цибовский, 1958).

Но И. Г. Кузнецов (1951) доказывает, что подобного рода движения (смена грабенов и горстов) происходили также в течение верхнего палеозоя.

При прослеживании зоны к востоку и западу от Баксана свиты нижнего палеозоя, нижнего и среднего карбона и верхнего палеозоя кулисообразно сменяют одна другую, будучи ограничены разрывами. Число последних здесь меньше, чем в западной части зоны, но амплитуда их больше. Поверхности разрывов падают довольно круто в северные румбы и по ним северные глыбы надвинуты на южные. По некоторым разрывам (и продольным и поперечным) наблюдаются дайки магматических пород—гипербазитов, кварцевых порфиров, витрофиров.

Названные породы не одновозрастны, что опять-таки дает основание говорить о движении по разрывам в различные геологические времена.

Таким образом, при формировании описываемой зоны происходили повторные вообще и повторно встречные в частности движения по разрывам в различные геологические периоды; эти глыбовые движения находились в тесной связи с проявлениями вулканизма, что свидетельствует о глубинном характере разломов (проникновение по разрывам ультраосновной магмы).

Эту зону следует рассматривать как особо мобильную зону второго или даже третьего порядка в структуре Большого Кавказа (И. Г. Кузнецов, 1951). Она представляет своего рода шов или стык между смещенными к северу и югу менее подвижными зонами, распадающимися на несравнимо более крупные глыбы.

Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин (1963) выделяют эту зону под названием Тырныауз-Пшекишской шовной зоны.

11. Зона северного Дагестана. Эта область резко обособляется от более южных частей Дагестана как по литологическому составу пород, так и по своеобразной структуре. Здесь преобладают карбонатные фации нижнего и верхнего мела, почему эту область иногда называют **«известняковым Дагестаном»**. Эта зона имеет форму сегмента, основание которого протягивается на 300 *км*, а ширина выступающей части равна около 60 *км*, почему она известна еще под названием «Дагестанского клина».

Сложена зона карбонатными породами мела и верхней юры, складки которых имеют часто коробчатую форму. Общее направление складок образует широкую дугу, обращенную выпуклостью к Каспийскому морю, принимая местами почти широтное простирание. Интенсивность складкообразования закономерно возрастает по направлению с северо-востока на юго-запад.

Антиклинальные складки этого пояса протягиваются обычно на большие расстояния, имеют коробчатый характер, с широким сводом и крутыми, иногда даже подвернутыми крыльями. Они часто осложнены вторичными мелкими складками, ступенчатыми или стулообразными.

Антиклинальные складки разделены обычно широкими и пологими синклиналями. Складки осложнены продольными, реже поперечными разломами незначительной амплитуды, не играющими большой роли в общей структуре района. Характерной особенностью этой зоны (повторяющейся нередко и в других зонах) является кулисообразное расположение складок одной по отношению к другой.

Вышеописанная система Главного хребта (зоны 7, 8 и 9) резко отграничена от южного его склона указанными надвигами и другими, кулисообразно смещающими друг друга. Равным образом южная граница системы южного склона Большого Кавказа—с рионо-куринским комплексом—также представляет сложную извилистую тектоническую линию. По своему геологическому строению эта система южного склона Главного хребта также очень разнообразна и сложна и разделяется на следующие три зоны: 12—восточную часть; 13—западную часть и 14—центральную часть южного склона Главного хребта.

Некоторые исследователи выделяют в них еще ряд подзон.

12. Восточная часть южного склона Главного хребта. Эта зона протягивается от верхнего течения р. Ингури на северо-западе до района сс. Куткашен и Вандам на юго-западе; длина ее свыше 550 *км*, средняя ширина около 35—40 *км*, простирание общекавказское.

Северная и южная границы зоны являются тектоническими; на юге и юго-востоке граница является несколько условной; проведена она через тектонические выходы верхнеюрских известняков у Красных Колодцев (Цители-цхаро) и в гребне Бюргуты (к северу от Аджиноурской степи). Вдоль южной границы зоны по северо-восточному краю Куринской депрессии опущен весь разрез палеогена и миоцена вплоть до акчагыла (см. рис. 1 и 2).

Северная граница зоны определяется «надвигом Главного хребта». Несколько севернее Мамисонского перевала она отмечается надвигом кристаллических сланцев эопалеозоя—нижнего палеозоя на аспидные сланцы лейаса. Далее к востоку она проходит южнее вершины Тепли в близширотном направлении, откуда меняет его на восток-юго-восточное, достигая Каспия в районе ст. Яшма. На большом протяжении граница проходит внутри песчаниково-сланцевых толщ лейаса, фиксируясь надвигами нижнего лейаса на тоар. Начиная от верховья р. Самур, по его правобережью, сланцы лейаса надвинуты уже на средне- и верхнеюрские отложения; от меридиана г. Шахдаг последние надвинуты на среднеюрские и меловые образования, а последние в свою очередь далее к востоку надвинуты на эоценовые породы. Таким образом, возраст надвига в зоне погружения юго-восточной части Большого Кавказа определяется с достоверностью как послеэоценовый. Южнее, внутри зоны отмечаются надвиги мела также на породы майкопской серии.

От Мамисонского перевала к северо-западу, на протяжении свыше 100 *км* (до г. Ушбы), граница зоны фиксируется надвигом кристаллических пород эопалеозоя на сланцы лейаса. Западная граница зоны проводится по правобережью р. Ингури по косому (диагональному) разлому (штавлерскому), обрезающему все нижеохарактеризованные осадочные толщи и свиты зоны. За разломом развиты исключительно кристаллические сланцы и гранитоиды следующей к западу зоны—западной части Центрального поднятия Главного хребта (см. рис. 1 и 2)—наиболее приподнятого ее отрезка.

Наиболее приподнятой вместе с тем является и крайняя северо-западная часть описываемой зоны (бассейн верхнего течения р. Ингури), где в ядрах антиклиналей из-под сланцев лейаса обнажаются образования десской свиты (пермь—средний девон). Но это поднятие является относительным, так как упомянутая соседняя по простиранию зона (9) является по указанному разлому еще более приподнятой (см. рис. 1 и 2). Здесь выступают кристаллические сланцы эопалеозоя и гранитоидов Главного хребта, слагающие высоты до 4000 *м* (г. Штавлери);

амплитуда разлома не менее 5 *км* (опущена десская свита, вся юра и валанжин).

Зона сложена в основном меловыми и частью верхнеюрскими и эоценовыми отложениями; явно преобладают нерасчлененные флишевые карбонатные образования верхней юры и нижнего мела. На крайнем северо-западе зоны, в наиболее поднятой ее части (Сванетская подзона, П. Д. Гамкрелидзе), в бассейне р. Ингури обнажаются средне-верхнепалеозойские регионально-метаморфизованные глинистые сланцы мощной десской свиты, глинистые сланцы лейаса и доггера и частично верхнеюрские флишевые карбонатные отложения.

Здесь выделяются три крупные сильно сжатые антиклинали и три синклинали общекавказского направления. Из них ведущими структурами являются веерообразные антиклинали Лайла (проходящие по Сванетскому хребту) и нижнесванетская, в ядрах которой обнажаются среднепалеозойские отложения.

Лайлинская и остальные, расположенные к северу от нее, антиклинали в западном направлении постепенно погружаются и уходят под надвинутые на них кристаллические породы Главного хребта. Горизонтальная амплитуда надвига здесь равна 15 *км*.

В целом Сванетская подзона представляет сильно складчатую высокоприподнятую область, где развит линейный полный тип складчатости и где общее движение масс направлено с севера на юг.

В юго-восточной части описываемой зоны—в Кахетинском хребте—присутствуют, кроме меловых и эоценовых отложений, также трансгрессивные олигоценовые и миоценовые образования.

Мезозойские и эоценовые отложения интенсивно дислоцированы, слагают систему изоклинальных складок, осложненных большим количеством разрывов. Структура зоны хорошо вырисовывается в разрезе вдоль Военно-Грузинской дороги; интенсивность дислокации увеличивается в юго-западном направлении. По левобережью верхнего течения р. Алазани по ущелью ее притоков—Самхурис-цкали, Стори, Дидхеви и Лопота—среди юрских отложений обнажаются в форме тектонических клиньев метаморфизованные породы нижнего карбона (?), а также протерозойские образования (по р. Лопота).

В юго-западной части зоны Кахетинского хребта, помимо опрокинутых на юг сильно сжатых складок, установлены крупные надвиги, направленные с севера на юг (Орхевский и др.).

Восточная часть описываемой зоны, кажущаяся изолированной (Закаталы—Нуха-Вандамский участок), характеризуется преобладанием жестких малопластичных свит, сложенных вулканогенными породами альба и сеномана, карбонатным флишем валанжина и известняками сенона. Породы интенсивно дислоцированы, складки опрокинуты к югу.

Возраст складчатости зоны, по всей вероятности, верхнеэоценовый.

13. Западная часть южного склона Главного хребта. Эта зона протягивается от района гор. Они на юго-востоке до р. Мзымта на северо-западе; длина ее около 300 *км*, ширина до 25—30 *км*. Границы зоны тектонические, простирание общекавказское.

В районе Ткварчели южной границей является крутая региональная флексура с опущенным южным крылом (И. П. Гамкрелидзе, 1966).

Восточная часть зоны (Абхазская подзона) характеризуется развитием мощных отложений юры и мела в различных фациях и сравнительно небольшой напряженностью тектонического строения. Следует отметить повсеместное развитие вулканогенной фации байоса. Здесь в одинаковой степени развиты складчатые и разрывные нарушения (в основном взбросового характера). Кроме того, для данного отрезка зоны характерно также этажное расположение структур; здесь могут

быть выделены следующие структурные этажи: доверхнеюрский, допалеогеновый и постпалеогеновый, причем интенсивность складчатости постепенно возрастает сверху вниз, а разрывов—снизу вверх (В. Я. Эдилашвили, 1961).

Здесь, как и в других зонах складчатой системы южного склона, развиты многочисленные линейно вытянутые, слегка опрокинутые на юг складки общекавказского простирания. Изоклинальные складки наблюдаются только в нижнеюрских глинистых сланцах, в северной—в принадвиговой полосе. При всем этом по всей зоне фиксируется расхождение в направлениях доверхнеюрских и постмеловых складок. Здесь установлено большое количество разрывов взбросового характера с перемещением масс как с юга на север, так и с севера на юг; в северной части Абхазской подзоны, южнее главного надвига, проходит второй крупный надвиг. В целом же Абхазская подзона разбита многочисленными разрывами на отдельные, ступенчато-расположенные узкие блоки общекавказского простирания, причем поднятие блоков постепенно убывает с севера на юг.

К северу от Сухуми находится центральная, наиболее приподнятая часть зоны; здесь обнажаются отложения лейаса и третичные гранитоиды (Келасурский массив и др.).

Восточная часть зоны сложена исключительно отложениями лейаса и доггера (в вулканогенной фации). Складки линейные, простые. Некоторые складки этой подзоны (широтные, крупные, ассиметричные) в западном направлении уходят под меловые отложения южной зоны (Сухуми-Ткибульской). не показывая признаков затухания. С севера эта часть зоны граничит с Сванетской подзоной южного склона Главного хребта.

14. Центральная часть южного склона Главного хребта (Сухуми-Ткибульская зона П. Д. Гамкрелидзе) протягивается от р. Опшара на северо-западе до р. Лиахви на юго-востоке; длина зоны около 300 *км*, ширина—до 40 *км*.

Западная часть зоны до р. Риони сложена меловыми и третичными образованиями различной мощности (от километров до десятков метров) в разнообразных фациях. В строении восточной части зоны участвуют также среднеюрские, а также палеогеновые (в Амбролауской депрессии) отложения, причем развита вулканогенная фация байоса. Северной границей ее является контакт меловых и юрских образований, местами осложненный явлениями надвигового характера.

По своему тектоническому строению и истории развития эта зона является сложнейшим и одновременно разнохарактерным геологическим сооружением. Здесь наблюдаются многочисленные, более мелкие геоструктурные единицы, одна часть которых по своим структурным свойствам тяготеет к стабильным зонам, а вторая—к лабильным зонам. В целом же она занимает промежуточное положение между лабильной складчатой системой южного склона Главного хребта и стабильной зоной Дзирульского поднятия (Грузинской глыбой), характеризуясь многоэтажно расположенными структурами.

В этом отношении характерна структура так называемой Центральной Мегрельской синклинали; эта синклиналь резко очерчена в природе; с трех сторон—с востока, юга и запада она точно оконтуривается по кулисообразно расположенным сжатым узким брахиантиклиналям—Абедати, Накалакеви, Эки, Урта и Сатанджио. Северная ее граница представляет полуокружность, проходящую по линии Доберазени—Мухари—Джвари—Окуми, т. е. по линии выполаживания углов падения меловых и палеогеновых отложений (см. рис. 1 и 2).

В структурном отношении это крупная чашеобразная синклиналь, окруженная вышеупомянутыми антиклиналями, в ядрах которых выступают третичные и меловые отложения. Центральная часть чаши сложена неогеновыми образованиями, смятыми в пологие и короткие складки второго порядка.

Некоторые из указанных антиклиналей (Эки, Сатанджио, а возможно и Урта) сорваны со своего основания и надвинуты в общем к югу на более молодые отложения. Так, например, в ядре антиклинали Эки буровая скважина вскрыла под альб-сеноманом майкопские глины с рыбьими чешуями.

В западной части зоны—от Гагры до Мухури—выделяется полоса моноклинально падающих меловых и третичных отложений.

Сложнопостроенной является восточная часть зоны—Окрибо-Джавская. Ядра крупных антиклиналей, облекающих Дзирульский массив, сложены в основном вулканогенным байосом, перекрытым верхней юрой и нижним мелом в карбонатной фации. В междуречье рр. Ингури и Цхенис-цкали выделяется комплекс г. Асхи. Сложен он мощными меловыми известняками, образующими здесь пологие волнообразные складки за исключением краевых его частей; они с большим угловым несогласием перекрывают более интенсивно дислоцированные среднеюрские вулканогенные образования. Для комплекса характерна глыбовая тектоника (разнонаправленные короткие складки брахиального типа).

Р. Д. Леквинадзе (1959) указывает на южном склоне г. Асхи среди меловых отложений (альб-сантон) серию изоклинальных складок (падение на север под углом от 35 до 45°), опрокинутых на юг и иногда осложненных широтными разрывами; между антиклиналями располагаются широкие, асимметричные синклинали. Падение осей складок в западном направлении.

Отмеченные особенности складчатых образований свидетельствуют, по упомянутому автору, об их покровном характере, обусловленном наличием на глубине консолидированного субстрата Грузинской глыбы. Происхождение складок связано с тангенциальными силами сжатия, направленными с севера на юг. Домеловые складки хорошо выделяются в среднеюрских отложениях Ткибульского и Дзмуисского районов, в строении которых меловые отложения не принимают участия. В северо-западной части описываемой области установлена также виргация складок.

Весьма интересным является восточный отрезок северной границы Сухуми-Ткибульской зоны. Вдоль нее от района сел. Цагери (на р. Цхенис-цкали) на западе до сел. Джава (левобережье р. Паца) на востоке протягивается длинная (100 *км*) узкая широтная синклинальная депрессия (Амболаурская), сложенная интенсивно дислоцированными отложениями мела, палеогена и миоцена (включая сармат); на них с севера надвинуты образования байоса и тоара. Депрессия полого погружается в восточном направлении.

Многочисленными, противоположного движения разломами и мелкими складками зона разбита на отдельные узкие блоки широтного же простирания. Особого внимания заслуживают два крупных взброса—Хихатский и Поцхревский, имеющие значительное протяжение и большие вертикальные амплитуды. В обоих взбросах поднятыми являются южные крылья.

Указанные взбросы, а также и другие известные в этом районе дизъюнктивные нарушения—моложе сармата, так как они смещают и сарматские отложения; зародились же они, видимо, еще в среднеюрское время.

15. Зона погружения западной части Главного хребта. Восточная граница этой зоны является в известной мере условной; нами она принимается по контакту меловых отложений с юрскими. Граница эта является сложной, так как все структуры этой зоны сопрягаются со всеми тремя восточными зонами Большого Кавказа с помощью разрывов, различно ориентированных и кулисообразно смещающих друг друга.

Зона представляет типичный антиклинорий, полого погружающийся к северо-западу. Сложен меловыми отложениями, окаймленными эоценовыми образованиями. Длина зоны по южному крылу (Анапа—Гагра) около 300 *км*, а по северному (Анапа—р. Пшиш)—до 225 *км*; ширина ее (по меловым породам) около 40 *км*.

Особенностью меловых осадков зоны являются их значительная мощность и местами флишевый характер отложений, свидетельствующие о большой глубине прогиба геосинклинали указанного времени.

Тектоническое строение сложное благодаря наличию ряда крутых, в большинстве случаев несколько запрокинутых к югу складок. Среди дизъюнктивных нарушений широко распространены разрывы типа довольно пологих взбросов. К западу от Туапсе количество разрывов увеличивается, они приобретают характер надвигов; в складках в подавляющем большинстве случаев полностью или частично отсутствуют их южные крылья. Складки несколько запрокинуты в юго-западном направлении (падение плоскостей надвигов на северо-восток под углом 45°), что говорит о преобладающем перемещении масс в юго-западном направлении.

В крайней северо-западной части зоны (в области периклинали) развиты третичные песчаниковые породы, тектоника становится более спокойной, но, наряду с этим, появляются и структуры диапирового (?) типа (Псебайская и Шумайская антиклинали).

16. Зона погружения восточной части Главного хребта. Западная граница зоны также является довольно условной; проводится нами по линии контактов меловых отложений, которые периклинально опоясывают погружающиеся к востоку- юго-востоку юрские образования.

Зона представляет, так же как и западное погружение, крупный антиклинорий, погружающийся полого к юго-востоку; он охватывает юго-восточные окончания зоны восточной части Главного хребта (8) и зоны восточной части южного его склона. Сложена меловыми (на западе) и третичными образованиями большой мощности. По меридиану г. Бабадаг (3632 *м*) все складки сильно сжаты, далее же к востоку—по периклинали—они постепенно расширяются, главным образом в третичных отложениях. В пределах Апшерона и к юго-западу от него—тип складчатости меняется ввиду погружения меловых отложений и сплошного развития третичных осадков большой мощности (до 4500 *м*); мощность же подстилающих их меловых и юрских образований определяется примерно в 8000 *м*. Таким образом, мощность осадочных отложений в районе Апшерона получается равной около 12—13 *км*, что указывает на существовавшую здесь, длительно развивавшуюся геосинклиналь, прекрасно обоснованную в свое время И. М. Губкиным (1934).

В восточной части Апшерона наблюдаются лишь пологие антиклинальные складки верхнеплиоценовых отложений с простиранием осей север-северо-запад — юг-юго-восток; местами складки извилистые, вплоть до полукольцевых (см. карту И. М. Губкина, 1934).

По направлению к юго-востоку от гор. Шемахи констатируется ослабление тектонических нарушений; густой пучок складок, выходящих из восточного окончания зоны южного склона, постепенно развет-

вляется, расширяется, теряет свою прямолинейность. Появляется цепь брахиантиклиналей и куполов различно ориентированных, но приобретающих далее к юго-востоку меридиональное направление. Весьма интересны дугообразные изгибы складок, обращенные выпуклостью к югу и на северо-запад. Ко многим вышеуказанным складкам, видимо осложненным разрывами, приурочены грязевые вулканы (см. рис. 1).

Б. В. Григорьянц (1962) доказывает наличие в пределах Апшеронского полуострова и прилегающей к нему морской акватории двух структурных этажей. Нижний—представлен структурами, ориентированными почти строго в широтном направлении и имеющими непосредственное отношение к структурному плану юго-восточного Кавказа; верхний этаж характеризуется наличием меридиональных структур, наложенных на предыдущие.

Складчатость есть процесс необратимый, почему указанные пересекрещивающиеся структуры, конечно, образоваться не могут. Складки возникли в обоих этажах в результате движений разнонаправленных блоков субстрата, разбитого широтными и косыми (диагональными) разломами (см. ниже). Поэтому последующими движениями более ранние складки могут быть лишь осложнены.

Общее расположение структурных линий Кабристана ясно обрисовывает их примыкание к погребенным поднятиям Куринской зоны с севера и запада. Близ этих поднятий, в южном Кабристане и Сальянском районе—тектонические структуры простые, характерны крупные разрывы, простирающиеся параллельно указанным массивам.

Для района к западу и юго-западу от Апшерона раньше подчеркивали роль диапировых структур. Однако детальные исследования последних лет опровергают этот вывод. Ошибка обусловлена неправильным определением стратиграфической последовательности слоев, толкованием оползневых «языков» в качестве тектонических разрывов, а также игнорированием наличия грязевых вулканов (М. Г. Агабеков, 1956). По нашему мнению, возможно, что за диапиры во многих случаях принимали явления конседиментационной складчатости.

Грязевые вулканические очаги приурочены, по Ш. А. Азизовой (1963), в основном к продольным разрывам структур; каждое новое и очередное проявление грязевулканизма обусловлено тектоническим движением в отдельных частях зоны разрыва, которые доходят до поверхности.

Эти движения связаны, по упомянутому автору, с продолжением погружения (прогибание) в синклинальных частях отдельных структур или определенных частях антиклинальных зон. Корни выбросов грязевых вулканов в наши дни в районе Бакинского архипелага находятся, по Ш. А. Азизовой, не на больших глубинах и не ниже отложений среднего плиоцена.

Апшеронский полуостров, как то явствует из рассмотрения геологической карты, располагается в пределах восточного окончания зоны южного склона Большого Кавказа. Границы палеозойской платформы (с более молодым чехлом) проходят несколько южнее Красноводска и севернее Апшеронского полуострова. Апшеронский порог является областью сочленения трех структурных элементов: 1—погружения третичной складчатости юго-восточного Кавказа; 2—погружения третичной складчатости Западно-Туркменской депрессии и 3—структуры Красноводского полуострова—герцинской платформы с более молодым чехлом (В. Ф. Соловьев, 1954; Соловьев В. Ф. и Скорнякова Н. С., 1955; Чжан И-Вэй, 1962). Другими словами, здесь происходит кулисообразное смещение юго-восточного Кавказа.

Основная территория восточной части Апшеронского порога относится к зоне западного продолжения Прибалхашской депрессии, характеризующейся отрицательными значениями аномалий силы тяжести. Можно считать, что эта зона сложена мощными мезокайнозойскими образованиями.

Юго-восточная часть Каспия характеризуется положительными значениями аномалий силы тяжести, что дает основание предполагать здесь наличие «срединного массива» (докембрийского, по Ю. Н. Годину, 1960).

По Чжан И-Вэю (1962) здесь более вероятно наличие древнего поднятия эпигерцинской платформы. Положительное значение аномалии силы тяжести обусловлено, главным образом, неглубоко лежащим герцинским фундаментом.

Судя по сейсмическому профилю, проходящему через юго-восточную часть данного массива, все отложения до глубины 5 *км* залегают почти горизонтально, а слабо выраженные складки близки к платформенному типу. Кроме того, кавказские и туркменские складчатые зоны не пересекают массив, а изменяют свои направления, огибая его. Эти данные свидетельствуют о неглубоком залегании фундамента и большой роли массива в тектоническом развитии Южного Каспия.

Западная часть Апшеронского порога разделяется на основании геофизических и геологических данных на 4 тектонические зоны: 1—Североапшеронскую депрессию; 2—зону восточного продолжения Центрального антиклинория юго-восточного Кавказа; 3—зону восточного окончания южного склона юго-восточного Кавказа; 4—Южно-Каспийскую депрессию.

Североапшеронская депрессия характеризуется отрицательным значением аномалий силы тяжести, имеющими общекавказское направление. По-видимому, эта депрессия относится к предгорному прогибу.

В западной части Апшеронского порога бурением установлено наличие мелового горста; меловые отложения по отношению к соседним районам здесь значительно приподняты (на глубине 1000 *м*) и непосредственно контактируют с подкирмакинской свитой.

Между краем платформы и северным побережьем Апшеронского полуострова геофизическими исследованиями установлена цепочка антиклинальных структур общекавказского направления (см. рис. 2).

Южнокаспийская депрессия характеризуется отрицательными значениями аномалий силы тяжести. По данным геофизических исследований мощность осадочных пород достигает 20 *км*. Данные бурения показывают также рост мощностей верхнего плиоцена и четвертичных отложений от Апшеронского полуострова к югу. По-видимому, до плиоценового времени или еще раньше самая погруженная часть депрессии находилась в пределах Апшеронского порога. В конце миоцена или еще раньше на фоне общего поднятия юго-восточного окончания Большого Кавказа западная часть порога начала формироваться и с тех пор самая погруженная часть Южнокаспийской депрессии сместилась к югу.

Вдоль Апшеронского порога протягивается бакинская поверхность выравнивания, погрузившаяся в верхнечетвертичное время. Южный склон порога изрезан долинами до глубины 200—250 *м* от современной его поверхности. Очевидно, в послебакинское время Апшеронский порог долгое время находился над уровнем моря (М. В. Кленова, 1954).

В заключение описания зоны погружения юго-восточной части Большого Кавказа уместно привести характеристику подводного склона Каспия на отрезке от гор. Махачкала до устья р. Куры. На указанном протяжении под уровень Каспия уходят следующие выделенные нами

тектонические зоны (см. рис. 2): 1—терско-сунженско-дагестанская зона краевых складок; 2—зона погружения восточной части Главного хребта и 3—куринская впадина. Специальные обширные исследования этой полосы акватория Каспия проведены В. В. Шарковым (1964), давшим следующие результаты.

Выделено шесть крупных геолого-структурных районов, совпадающих с физико-географическими (ландшафтными) районами. Это свидетельствует о зависимости основных ландшафтных особенностей морского дна от тектонической структуры и ее исторического развития. Районы эти следующие: 1—Дагестанский, 2—Кусаро-Дивичинский, 3—Прикаспийско-Приапшеронский, 4—Джейранкечмесский, 5— район Бакинского архипелага и Нижнекуринский. Три района приурочены к крупным антиклиналям (1, 3, 5) и три—к синклиналям (2, 4, 6). Упомянутый автор подчеркивает, что эти крупные геолого-структурные элементы пространственно совпадают и с одноименными геоморфологическими районами. Три из них (1, 3 и 5, т. е. антиклинали) характеризуются широким развитием абразионно-скульптурного рельефа, три другие (2, 4, 6, т. е. синклинали)—преимущественным распространением аккумулятивных форм.

1. В Дагестанском районе подводный склон образован северо-восточными крыльями складок Восточной антиклинальной зоны Дагестана, переходящими далее в море в постепенно выполаживающуюся моноклиналь. В пределах этого района описано одиннадцать антиклинальных структур.

2. Кусаро-Дивичинский район приурочен к обширной синклинали, являющейся с акчагыльского времени заливом Терско-Каспийского прогиба, к юго-восточной части которого приурочена глубоководная котловина среднего Каспия (Дербентская). В южной части синклинали на суше располагаются антиклинальные складки Кайнарджинской антиклинальной зоны, продолжающейся в море, где по сейсмическим данным отмечаются антиклинальные перегибы пластов (о. Дальний Камень). Остальная часть синклинали на акватории построена просто: здесь наблюдается пологое, почти горизонтальное залегание пород.

В области синклинали произошла значительная аккумуляция осадков, мощность которых только для пород постплиоцена достигает на суше 500 *м* (район сел. Дивичи), а в море оценивается до 1000 *м*.

3. Прикаспийско-Приапшеронский район в структурном отношении приурочен к сводовой части погружающегося обширного антиклинория Большого Кавказа, выраженного в море в виде подводного Апшеронского порога. Осевая часть этого антиклинория прослеживается по относительному максимуму силы тяжести, располагающемуся севернее Апшеронского полуострова.

Всего констатировано 26 брахиантиклинальных складок, расположенных следующим образом. Складки, приуроченные к осевой части порога и к северному его склону, имеют общекавказское простирание; они развиваются унаследованно с мезозоя. В сводовых частях антиклиналей наблюдаются перерывы в осадконакоплении и уменьшение мощностей пород, что наряду с увеличением углов падения пластов с глубиной также свидетельствует об их унаследованном и конседиментационном росте.

К востоку-юго-востоку от складки «26 Бакинских комиссаров», за Азербайджан—Туркменским прогибом, начинается пояс складок Центрально-Прибалханской зоны. Этот пояс располагается кулисообразно по отношению к складкам Прикаспийско-Приапшеронского района, хотя они вместе составляют единый крупный элемент Каспийского моря.

Складки Апшеронского полуострова и морские складки к востоку

и югу от него располагаются на южном склоне Апшеронского порога; простирание складок здесь очень изменчивое: складки общекавказского направления нередко под большим углом упираются в складки меридионального простирания и др., наблюдается ветвление складок, что обусловлено, как нами указывалось выше, разнонаправленным движением блоков субстрата вдоль омоложенных древних разломов.

4. Джейранкечмесский район представляет крупную синклиналь, ограничивающую с юга сводовую часть антиклинория Большого Кавказа. Морское продолжение синклинали построено просто; по сейсморазведочным данным это обширная депрессия, постепенно погружающаяся на юго-восток. К западу от антиклинальной зоны о. Песчаный—банка Макарова изолинии чашеобразно замыкаются. Далее на юго-восток после невысокого седла между банкой Макарова и складкой Булла-море, принадлежащей уже к Бакинскому структурному району, синклинальная зона открывается в Южно-Каспийскую котловину.

В пределах морской части синклинали выходы дочетвертичных пород отсутствуют, что свидетельствует о длительном ее погружении, продолжающемся и в настоящее время. Современное погружение является, несомненно, унаследованным, на что указывает огромная мощность четвертичных отложений, достигающая в осевой части синклинали 1800 *м*, и сплошной мощный покров современных образований.

5. Район Бакинского архипелага. В него входит акватория, на которую продолжаются основные антиклинальные зоны крупной структурной единицы суши—Алятской гряды и антиклинальных зон, связанных с последней. На юго-западе район ограничен Южно-Ширванской синклиналью. Этот район характеризуется частыми обнажениями дочетвертичных пород, пересеченных абразионно-скульптурным рельефом, и исключительным обилием энергично действующих грязевых вулканов (см. рис. 1).

В пределах Бакинского архипелага констатировано 17 антиклинальных структур; они группируются в виде 5 антиклинальных зон, на продолжении которых в глубоководной части Южно-Каспийской котловины наблюдаются подводные хребты антиклинального строения до 400—500 *м* относительной высоты.

6. Нижнекуринский район. В отличие от Бакинского архипелага в морской части этого района выходы дочетвертичных отложений на дне и абразионно-скульптурный рельеф отсутствуют. Сейсморазведкой обнаружены две антиклинальные зоны, в пределах которых располагаются 4 антиклинальных структуры; последние значительно погружены и перекрыты мощными четвертичными отложениями.

Складки осложняются подводными грязевыми вулканами, один из которых (Куринский Камень) образует небольшой островок. На продолжении их в море также отмечаются подводные хребты.

Геологические и сейсморазведочные данные для последних двух структурных районов позволяют сделать, по В. В. Шаркову, следующие выводы: 1—антиклинальные зоны постепенно изменяют простирание с юго-восточного на близмеридиональное и меридиональное; 2—характерно ветвление антиклинальных зон; 3—все синклинальные пояса расширяются к югу; 4—наблюдается зарождение в синклиналях новых складок, к юго-востоку от которых в глубоководной части Южно-Каспийской котловины наблюдаются подводные антиклинальные хребты; 5—все антиклинальные зоны осложнены крупными дизъюнктивными нарушениями, имеющими иногда характер надвигов; 6—многие складки осложняются энергично действующими грязевыми вулканами; 7—все складки несут следы унаследованного и конседиментационного роста, по крайней мере, с начала среднего плиоцена; 8—подавляющее большин-

ство антиклинальных зон и отдельных брахиантиклинальных складок выражено в рельефе в виде положительных форм или подводных и надводных грязевых вулканов, образующих острова и банки.

Для всей исследованной акватории отмечаются современные и интенсивные дифференцированные тектонические движения, о чем свидетельствуют деформации террас до новокаспийской включительно, землетрясения и извержения грязевых вулканов.

Расчеты, выполненные по деформации террасовых поверхностей, и повторная высокоточная нивелировка показывают, что скорости современных тектонических движений варьируют от 1 до 13 и даже 45 *мм* в год. На трассе Бакинского водопровода констатированы поднятия до 100 *см* за четыре года (с 1923 по 1927 гг.).

Краткая история развития Каспийской впадины, по данным В. В. Шаркова, приведена ниже.

17. Алазано-Агричайская депрессия представляет наложенную мульду, протягивающуюся вдоль подножья восточной части нижнего склона Главного хребта от верховья р. Алазани на северо-западе до р. Гирдыман-чай на юго-востоке. Располагается она на интенсивно дислоцированных породах нижнего и верхнего мела и частью эоцена. Длина зоны около 300 *км*; ширина—до 25 *км*, простирание общекавказское. Южной ее границей на западе является Кахетинский хребет, а далее к юго-востоку—реки Алазань и Агри-чай, текущие навстречу друг другу.

Эта мульда сложена в основании, по данным буровых скважин, континентальными отложениями миоцена и плиоцена, перекрытыми сплошь четвертичными образованиями конусов выносов, соединяющихся на равнине друг с другом. Конусы выносов отчетливо террасированы, причем более древние террасы погружаются под более молодые («ножницы»).

По мнению некоторых исследователей, Алазанская долина является погруженной аллохтонской частью складчатой системы южного склона (Н. Б. Вассоевич, 1936), по мнению других—погруженным консолидированным субстратом северо-западного окончания Азербайджанской глыбы (И. Р. Кахадзе, 1947).

Ввиду того, что под образования Алазанской долины с запада, не изменяя мощности, уходят флишевые отложения Рачинско-Тианетской зоны, вся Алазанская долина должна быть сложена не аллохтонными образованиями южного склона, а автохтонными флишевыми осадками этой зоны. Прогибание этой зоны происходило в начале верхнего плиоцена; до этого времени она находилась значительно выше Кахетинского хребта и всей полосы его юго-восточного продолжения. В среднем сармате максимальная ось опускания находилась на южном склоне Кахетинского хребта.

Предверхнеплиоценовый субстрат зоны сложен на некоторых участках, по данным геофизических исследований, непосредственно юрскими и меловыми отложениями.

Таким образом, современную Алазанскую депрессию в геотектоническом отношении можно рассматривать как опущенную часть восточного продолжения Рачинско-Тианетской зоны, представленную двумя резко отличными структурными ярусами—нижним, сложенным интенсивно складчатым флишем верхней юры, мела и эоцена, и верхним, сложенным слабо дислоцированной алазанской серией (плиоцен). Не исключена возможность, что опускание Алазанской депрессии также совершилось по разломам, ограничивающим Рачинско-Тианетскую зону, восточное продолжение которых в области Алазанской долины подра-

зумевается под отложениями плиоцена и постплиоцена (М. М. Рубинштейн, 1957).

Некоторые исследователи склонны рассматривать эту зону как северо-западный выступ Азербайджанской глыбы; такая концепция опровергается геологическими и геофизическими данными.

IV. Рионо-Куринская депрессия. Расположена между антиклинориями Большого и Малого Кавказа, представляет типичный межгорный прогиб (синклинорий), с мощными (до 10 *км*) разрезами мезо- и кайнозойских отложений, подстилаемых древним жестким субстратом. Поэтому обе впадины отличаются гораздо более спокойной складчатостью, чем Главный хребет и Малый Кавказ; в пределах депрессий геофизическими методами установлены крупные погребенные поднятия. Жесткий субстрат местами выступает на поверхность (Дзирула, правобережье среднего течения р. Куры) и в свое время испытал сложные колебательные движения (дифференциальные), обусловившие разнообразие и своеобразие фаций мезо- и кайнозоя этой зоны. На Дзирульском массиве констатированы отложения от юры до миоцена включительно; лишь с плиоцена он стал водоразделом между древними морскими бассейнами—заливами Каспия и Черного моря. Дзирульский жесткий субстрат со всем комплексом покрывающих его отложений некоторые исследователи именуют «глыбой»; правильнее трактовать этот массив срединной массой.

Северная граница Рионо-Куринской депрессии является местами расплывчатой, сложной (извилистой) и в ряде случаев условной; зато южная ее граница с Аджаро-Триалетской зоной очень наглядно фиксируется в природе как геоморфологически, так и геологически, начиная от побережья Черного моря (около Супса) на западе и кончая Хашми (долина р. Иори) на востоке. Эта почти прямая линия совпадает к западу от Сурами с линией крупного надвига Аджаро-Триалетской системы, к востоку от Сурами до ж.-д. ст. Дзегва—с долиной р. Куры и в остальной части с линией надвига миоценовых и плиоценовых отложений.

Западная граница Грузинской глыбы проходит в восточной части Черноморья по линии выявленного здесь сброса (А. И. Джанелидзе, 1953). Восточную ее границу (с Азербайджанской глыбой) проводят в долине р. Иори по меридиану сел. Патардзеули, где фиксируется резкий поворот складок на юг (так называемый Марткобский выступ).

Рионо-Куринская депрессия расчленяется на пять зон (18—22): Колхидскую, Дзирульскую, Молассовую, Ширакско-Аджинаурскую и Куринскую; в некоторых из них, естественно, можно выделить подзоны.

18. Колхидская зона простирается от побережья Черного моря (гор. Сухуми—р. Супса) на западе до гор. Зестафони на востоке, охватывая всю Рионскую низменность и низовья р. Ингури и других рек. С севера и юга зона ограничена разломами близширотного направления (см. рис. 2). Сложена зона сплошь мощными четвертичными образованиями, почему структура ее субстрата еще полностью не выявлена.

На основании данных о геологическом строении Западной Грузии можно выделить в разрезе пород, участвующих в глубинном строении Колхидской равнины, характерные для Грузинской глыбы структурные этажи. Ими являются (снизу вверх): комплекс доюрских образований, составляющих герцинский складчатый жесткий субстрат или фундамент; 2—лейасовые и байосские отложения; 3—меловые и эоценовые образования; 4—олигоценовые и миоценовые осадки; 5—плиоценовые и 6—четвертичные накопления. Образования указанных этажей, естественно, дислоцированы различно (в убывающей прогрессии).

По данным сейсмических исследований и бурения в толще верхнемеловых известняков выявлено наличие многих антиклиналей и ряда синклиналей (А. Г. Лалиев, 1957; Е. К. Вахания, 1964).

19. Дзирульская зона в целом представляет собою самую приподнятую часть Грузинской глыбы, где почти полностью обнажен кристаллический субстрат. Размеры ее 55×40 *км*; несколько вытянута в широтном направлении. Сложена она допалеозойскими кристаллическими породами и глубоко метаморфизованными кристаллическими сланцами, гнейсами и филлитами. В остальных частях зоны на субстрате с большим угловым и стратиграфическим несогласием залегают маломощные отложения лейаса, средней и частично верхней юры, всего мела, палеогена и сравнительно мощные отложения неогена в платформеноидных фациях.

Здесь возможно установить палеозойский и альпийский циклы складчатости. Реконструкция доюрских складок показывает их антикавказское направление; намечаются четыре крупные, сильно сжатые складки, опрокинутые на северо-запад. Этот доюрский структурный этаж с большим угловым несогласием перекрывается следующим—юрским структурным этажом, в котором общее простирание складок совпадает с предыдущим. Здесь фиксируются также разрывы домелового возраста.

Третий—досреднемиоценовый структурный этаж исключительно хорошо устанавливается в развитых здесь меловых отложениях. Количество и общее простирание складок этого возраста совпадают с таковыми юрских, но интенсивность смятия намного уступает последним; наблюдается также небольшое смещение осевых линий. Совпадение простираний домеловых и досреднемиоценовых складок с доюрскими является следствием влияния палеозойской складчатости.

Все охарактеризованные выше складки в юго-западном направлении быстро погружаются и несогласно перекрываются среднемиоценовыми отложениями. Кроме того, они секутся многочисленными сбросами и взбросами как досреднемиоценового, так и послесреднесарматского возраста.

Четвертый структурный этаж (послесарматский) представлен почти горизонтально залегающими среднемиоценовыми отложениями, которые с большим угловым несогласием перекрывают предыдущие комплексы пород и нарушения. Слабую дислоцированность они показывают в периферических частях зоны.

Из вышеизложенного видно, что Дзирульская зона, а следовательно и вся Грузинская глыба до среднего миоцена, способна была реагировать на складчатые движения, но, конечно, в каждый следующий период несравненно слабее предыдущего (подразумевается влияние субстрата). Описанные выше складки не являются покровными. Их следует считать образованными вследствие глыбовых движений субстрата, почему П. Д. Гамкрелидзе находил возможным именовать их глыбовыми складками.

20. Молассовая зона располагается по левобережью среднего течения р. Куры между Дзирульским массивом и р. Иорой, пересекая нижнее течение рр. Лиахвы, Ксани и Арагвы. Историей своего развития она повторяет все основные черты остальных частей Грузинской глыбы. Установлено, что она в продолжение юры, мела и палеогена представляла обширную область поднятия, а не опускания (геосинклиналь), как предполагают некоторые исследователи, и почти непрерывно питала гранитным материалом соседние геосинклинальные области. Ее интенсивное погружение началось лишь в среднем миоцене и с этого периода она превратилась в межгорную депрессию, где произошло накопление мощных молассовых образований (П. Д. Гамкре-

лидзе, 1951). Длина зоны около 200 *км*, ширина в западной части до 25—30 *км*; к востоку, вдоль южного подножья Цив-Гомбарского хребта, она выклинивается.

По своим структурным особенностям эта зона разделяется на две части: западную и восточную.

Западная, наиболее широкая ее часть охватывает полностью Тирипонскую и Мухранскую долины; восточная часть расположена между Кахетинским хребтом и восточной частью Аджаро-Триалетской системы и является наиболее суженным участком молассовой зоны.

Мухранско-Тирипонская долина (западная часть молассовой зоны) представляет собою крупную, широкую асимметричную синклиналь общекавказского направления, весьма осложненную на северном крыле второстепенной складчатостью и разрывами. Здесь фиксируется ряд опрокинутых на юг складок, разорванных надвигами, направленными с севера на юг; все они общекавказского простирания. По характеру складок надо полагать, что они развиты только в мощных молассовых отложениях и в их строении субстрат не принимает участия, почему следует считать эти складки покровными.

Более напряженной становится тектоника в восточной части молассовой зоны. Здесь развиты опрокинутые на юг сильно сжатые складки общекавказского простирания; в долине же р. Иори происходит поворот осевых линий к югу.

В южной части по хребту Сагурамо-Ялно молассовая зона надвинута с севера на юг на Аджаро-Триалетскую систему по крутопадающему Норио-Хашминскому взбросо-надвигу.

Таким образом, тектоника всей молассовой зоны показывает, что она является наиболее мобильной частью Грузинской глыбы, где кристаллический субстрат глубоко погружен под мощные лагунные и континентальные отложения миоцена и плиоцена, которые вместе с олигоценовыми глинами смяты в покровные, опрокинутые в общем на юг складки. Наиболее сжатыми являются складки, расположенные в восточной части (между рр. Арагви и Нори), т. е. в наиболее суженной (выклинивающейся) и максимально погруженной части зоны. Здесь хорошо выявляется движение масс с севера на юг и совпадение направления складок с общекавказскими, т. е. зона в целом находится под влиянием движений складчатой системы южного склона Большого Кавказа. На юго-востоке, в долине р. Иори, молассовая зона непосредственно переходит в Азербайджанскую и частично Артвино-Сомхетскую глыбу. Что субстрат молассовой зоны является неподатливым, жестким геологическим телом, хорошо доказывается надвиганием на нее с севера складчатых систем южного склона Главного хребта, а с юга—в западной ее части—Аджаро-Триалетской системы.

21. Ширакско-Аджинаурская зона протягивается вдоль р. Иори, а затем по левобережью р. Куры на 300 *км* от сел. Сагареджо на северо-западе до района сел. Ахсу на юго-востоке. Максимальная ширина зоны до 50 *км*, причем она выклинивается в обе стороны к вышеуказанным пунктам. Некоторые исследователи выделяют в ней ряд подзон, соответственно отдельным более или менее крупным структурам. По северному своему краю зона граничит на большом своем протяжении с Алазано-Агричайской депрессией.

Вся зона сложена олигоценовыми, мио- и плиоценовыми мощными (несколько километров) терригенными, в основном мелководными, образованиями, лишь в районе Цители-цхаро (Красные колодцы) под плиоценовыми отложениями выступают верхнеюрские известняки, имевшие здесь в прошлом широкое развитие. Как зона интенсивного погружения описываемая область начала формироваться в олигоцене и

максимума своего развития достигла в плиоцене. До этого она, как составная часть единой Грузинско-Азербайджанской глыбы, представляла собой приподнятое жесткое геологическое сооружение.

Обращает на себя внимание наличие выступов жесткого субстрата, залегающих на небольших глубинах. Для примера можно назвать следующие районы: Большие Шираки, Хмелатапа, Чатма, Эльдарская степь и район Прииорских структур.

Структура всей зоны обусловлена наличием жесткого субстрата под верхнетретичными отложениями и его выступами, перечисленными выше. Развитые здесь многочисленные складки, все без исключения, являются типичными представителями покровных складок: опрокинутые на юго-запад узкие короткие сильно сжатые антиклинали с разорванными и надвинутыми, большей частью северо-восточными крыльями, и широкие, чашеобразные (с плоским дном) синклинали. В этих асимметричных складках и разрывах, направленных с северо-востока на юго-запад, явно чувствуется влияние давления со стороны складчатой системы южного склона Большого Кавказа. Некоторые отклонения простираний складок от общекавказского и их виргация, фиксируемая в вышеупомянутых районах поднятия жесткого субстрата, обусловлены их влиянием на развитие складок, с одной стороны, и огибанием восточного погружения Аджаро-Триалетской системы,—с другой (азамбурский или малхазовский тектонический узел).

Весьма интересна тектоника междуречья рр. Куры, Иори и Алазани, характеризующаяся рядом антиклинальных зон с общекавказским, а местами с широтным простиранием (Н. А. Кудрявцев; 1932). Все синклинали имеют резко асимметричное строение; в породах миоцена, слагающих ядра антиклиналей, наблюдаются обычно только северо-восточные крылья с углами падения 40—70°, надвинутые по продольному разрыву на своды и юго-западные крылья тех же складок.

Плиоценовые отложения дислоцированы несколько менее интенсивно: северо-восточные крылья падают под углом 30—40°, а на периклиналях можно проследить и крутопадающие (60—70°) юго-западные крылья, вдоль осей складок также обычно перекрытые надвигами.

В пределах междуречья Куры и Иори выделяются 6 антиклинальных зон; строение складок указывает на два этапа складкообразования: периклинали складок хорошо выражены в плиоцене, в сармате отсутствуют; сарматские же складки имеют значительно большие линейные размеры, чем верхнеплиоценовые поднятия.

Разрывы по верхнему плиоцену имеют значительно меньшие смещения, чем по миоцену, а на переклиналях верхнеплиоценовых складок надвиги имеют весьма малую амплитуду, а местами затухают.

Возраст этих нарушений нельзя определять как послеапшеронский; правильнее считать, что они возникли еще в миоцене.

Предполагавшийся некоторыми исследователями надвиг всей Куринской депрессии на предгорную зону Малого Кавказа явно преувеличен, так как интенсивность складок в южном направлении прогрессивно уменьшается.

Большой интерес представляет цепочка из 14 небольших брахиантиклиналей, протягивающихся в два ряда вдоль левого берега р. Куры на протяжении около 60 *км*; приурочены они к омоложенному древнему разлому (Г. Л. Расулов, 1963).

Из вышеизложенного явствует, что всю Ширакско-Аджинаурскую зону следует рассматривать как неотъемлемую часть единой Грузинско-Азербайджанской глыбы, как по истории геологического развития, так и по характеру основных структур.

22. Куринская впадина представляет обширную (250×125 *км*) равнину, располагающуюся в нижнем течении рр. Куры и Аракса; сложена разнообразными четвертичными образованиями, почему о ее структуре можно судить лишь по геофизическим данным и материалу опорных скважин.

Все эти материалы детально проанализированы и обобщены в монографии В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова (1952), откуда и заимствованы приводимые ниже данные.

Наиболее погруженной является, естественно, юго-восточная ее часть; ось этого прогиба в плиоцен-четвертичное время проходила вдоль правобережья нижнего течения р. Куры. Здесь по данным глубоких буровых скважин у сс. Сарыджалар (Саатлы) и Дайкенд (к юго-западу от гор. Сальяны) мощность апшеронских образований достигает свыше 1900 *м*, а четвертичных до 1000 *м*. Погружение началось, видимо, со среднего плиоцена, так как мощности сармата небольшие.

Здесь намечается антиклинальное поднятие, соединяющее Карамарьянскую антиклиналь (увал) с Кюровдагской антиклиналью в низовье р. Куры, проходящие вдоль предгорий параллельно так называемому Кюрдамиро-Саатлинскому поднятию (см. рис. 2), выявленному гравиметрической (маятниковой) съемкой. В литературе оно известно под названием «Кюрдамирского моста». Большинство исследователей считают, что здесь к поверхности приближены как кристаллические породы фундамента, так и молодые изверженные породы, родственные таковым Талыша и Вандамской подзоны. Это поднятие представляло зону размыва, начиная с майкопской эпохи и кончая плиоценом.

Позднейшими детальными гравиметрическими исследованиями было выявлено еще одно поднятие к югу от вышеуказанного, так называемое Мильско-Муганское. Этот гравитационный максимум к западу сливается с общим гравитационным максимумом данной части Малого Кавказа и образует, таким образом, как бы ответвление последнего максимума.

Бурением установлены для этого поднятия: сокращение мощности неогена и выпадение ряда его горизонтов (весь тортон, нижний сармат, мэотис, нижний и средний плиоцен), а также залегание на относительно небольшой глубине вулканогенной толщи верхнего эоцена и даже верхнего мела, что сходится с данными разреза юго-восточной части Карабаха.

В пределах Кюрдамиро-Саатлинского (Центрально-Ширванского) поднятия мощность четвертичных и верхнеплиоценовых отложений (до 3000 *м*) значительно больше таковой на площади Мугано-Мильского поднятия, но вместе с тем на своде первого отсутствуют, видимо, отложения понта, мэотиса и верхнего сармата. Средний и нижний сармат, тортон, майкоп и нижний палеоген, вероятно, развиты в маломощных мелководных фациях, и на самом своде они могут полностью или частично выклиниваться. Разрез мезозоя здесь также полагают весьма сокращенным, почему здесь должен залегать относительно близко к поверхности эопалеозойский-докембрийский кристаллический субстрат (по М. С. Абакелия—на глубине 5—6 *км*).

Кюрдамиро-Саатлинское поднятие ныне определяют, по В. Е. Хаину, как «остаточное поднятие», в значительной мере «пощаженное» мощными прогибаниями, охватившими соседние районы Куринской впадины, находящиеся ближе к поднятиям Большого Кавказа, Малого Кавказа и Горного Талыша.

По своей структуре Кюрдамиро-Саатлинское поднятие представляется еще более пологим и спокойным, чем Муганское; локальных максимумов силы тяжести здесь не отмечено. По новейшим данным сейсмо-

разведки до глубины порядка 3 *км* антиклинального перегиба в зоне Кюрдамиро-Саатлинской аномалии не наблюдается (т. е., очевидно, до подошвы акчагыла), но ниже имеется отчетливый, хотя и пологий антиклинальный перегиб.

С востока Куринская впадина окаймляется прерывистой полосой плиоценовых отложений. Зона представляет систему антиклинальных поясов (рис. 2), состоящих из расположенных кулисообразно довольно крупных и сильно удлиненных брахиантиклиналей, разделенных весьма широкими и пологими синклинальными депрессиями.

Брахиантиклинальное поднятие большей частью осложнено разрывами значительной (свыше 500 *м*) амплитуды, обусловливающими нередко грабенообразное опускание замка складки. Здесь развиты грязевые вулканы, приуроченные как к продольным, так и к поперечным разрывам.

Астрахан-базарская синклиналь, ограничивающая Куринскую впадину на юго-востоке, представляет собою дальнейшее погружение Талышской зоны и соответствует вместе с тем узкому краевому прогибу, окаймлявшему в миоцене поднятие горного Талыша и ограниченному с северо-востока вышеописанным Мугано-Мильским поднятием.

Здесь обнажаются отложения от верхов майкопа и кончая низами верхнего сармата. Они собраны в крутые и узкие антиклинали, разделенные довольно глубокими синклинальными прогибами. Антиклинали местами опрокинуты к северо-востоку и разорваны по своду; местами же констатируется опрокидывание складок к юго-западу.

V. Малый Кавказ представляет типичный крупный сложный антиклинорий, весьма полого погружающийся (и замыкающийся) к юго-востоку, опоясанный отложениями верхнего сенона и третичными образованиями. Он отличается большим разнообразием; в нем выделяются шесть (23—28) резко обособленных зон, внутри которых выделяется еще ряд подзон и областей.

Такими зонами являются (с северо-запада на юго-восток): 23—Аджаро-Триалетская, 24—Сомхетско-Ганджинско-Карабахская, 25—складчатая зона Армении, 26—зона восточного погружения Малого Кавказа, 27—Нахичеванская зона и 28—Талышская (Ленкоранская) зона.

Внутри складчатой зоны Армении можно выделить две характерные подзоны: а—офиолитовый пояс на северо-востоке и б—Кафанскую на юго-востоке.

23. Аджаро-Триалетская зона является крупным весьма характерным элементом в структуре Малого Кавказа. Протягивается в широтном направлении от юго-восточного побережья Черного моря до среднего течения долины р. Иори на востоке. Длина ее около 300 *км*, ширина достигает 30 *км* и больше.

В формировании Аджаро-Триалетской системы важнейшими фазами складчатости являются: 1—верхнемеловые (ларамийская); 2—позднеэоценовая (триалетская) и 3—раннемиоценовая (новоштирийская). Последняя является для Аджаро-Триалетской зоны наиболее мощной, преобразовавшей всю область в горное складчатое сооружение (В. Р. Надирадзе, 1964).

Как геологически, так и морфологически она четко выделяется среди соседних зон. Аджаро-Триалетская интрагеосинклиналь (краевой прогиб) зародилась в конце нижнемелового времени, достигла максимума своего развития в среднем эоцене и закончила геосинклинальную стадию развития в конце палеогена. Эта зона отличается единообразием слагающих ее в основном вулканогенных отложений эоцена, достигающих громадной мощности. В ядрах сильно сжатых антиклиналей выступает местами сенон, достигающий мощности до 1 *км* и представленный

в фации темно-серых литографских известняков. Датский ярус и палеоцен представлены флишем, обогащенным часто туфогенным материалом (литокластический флиш), и достигают 3 *км* мощности. Средний эоцен выражен на западе в типичной вулканогенной фации (порфириты, туфобрекчии), сменяющейся к востоку постепенно известковисто-сланцево-песчаниковой фацией, в которой туфогенные элементы играют обычно подчиненную роль; мощность среднего эоцена 1—1,5 *км*. Таково же соотношение фаций для восточной и западной части верхнего эоцена указанной системы. Олигоцен и миоцен имеют здесь сравнительно небольшое развитие и представлены в глинисто-песчаниковой и частью известняковой фациях. Суммарная мощность верхнемеловых и палеогеновых отложений достигает свыше 6000 *м*, что позволяет говорить о геосинклинальном типе накоплений в соответствующий период. С миоцена, наоборот, в этой зоне проявляются геоантиклинальные тенденции.

К востоку от Тбилиси эта широтная зона погружается под покров миоценовых и плиоценовых отложений левобережья р. Куры (т. е. уходит в Куринскую депрессию).

Будучи зажата между двумя глыбами (срединными массивами) и испытав сильное смятие в результате альпийского тектогенеза, зона характеризуется многочисленными, линейно расположенными, сильно сжатыми, в общем широтного простирания складками и двухсторонним опрокидыванием, с движением масс как на север, на Грузинскую глыбу, так и на юг—Артвинско-Сомхетскую глыбу.

На основании характера складок, в соответствии с другими факторами, Аджаро-Триалетская система расчленяется на три продольные зоны—северную, центральную и южную.

Явления опрокидывания интенсивнее выражены на севере, что вызвано более низким положением кристаллического ядра Грузинской глыбы и преобладающим влиянием со стороны высоко приподнятой Артвинско-Сомхетской глыбы. Этими факторами по существу определился общий характер тектоники Аджаро-Триалетской зоны. В северной части системы все складки без исключения начинаются на востоке близ контакта с Грузинской глыбой (огибая ее или косо к ней подходя), в западном направлении постепенно переходя в более внутренние части зоны; некоторые из них остаются в северной ее части, а другие переходят даже в южную часть и, таким образом, общее простирание складок не совпадает с общим направлением самой системы. При этом все складки в северной части опрокинуты на север, в центральной приобретают веерообразную или сундучнообразную структуру, а в южной—опрокинуты на юг; однако здесь опрокидывание выражено значительно слабее, чем в северной части. Такое расположение складок в зоне вызывает их скручивание, которое хорошо выражено в складках, расположенных между Хевдзмарско-Дигомской синклиналью и Сацхенисской антиклиналью.

Крутые складки в центральной части системы переходят вдоль северной периферии зоны в третичные покровы; здесь весь складчатый комплекс палеогена и верхнего мела надвинут с юга на отложения верхнего мела, олигоцена и миоцена (вплоть до понтического яруса в западной оконечности хребта), относящиеся к зоне Рионской плиты и в свою очередь ранее дислоцированные по другому плану.

В северной подзоне Аджаро-Триалетской системы проходят два надвига, в которых движение масс неизменно направлено с юга на север. Более крупным из них является так называемый Сурамско-Гокишурский надвиг (П. Д. Гамкрелидзе, 1943), непрерывно прослеживающийся по северной периферии Аджаро-Триалетской системы, начиная от города Сурами на востоке и кончая сел. Дапнара на западе. Вдоль этой линии вся система надвинута с юга на север на Грузинскую глыбу,

что очень четко фиксируется в многочисленных естественных обнажениях.

Второй—Горийско-Сакуларский надвиг расположен южнее первого и, начиная от города Гори на востоке, непрерывно прослеживается до истоков р. Ханис-цкали на западе. Этот надвиг, в отличие от первого, проходит внутри северной зоны, где косо сечет ряд складок. Вдоль всей линии он прекрасно выражен как морфологически, так и геологически. Замечательно то, что плоскость южного надвига в восточной его части падает на юг, а к западу от меридиана Годердзского перевала констатируется отчетливое падение ее на север.

К югу от Беденского хребта, в Цалкском районе, и в северной части Ахалкалакского нагорья (между перевалом Цхра-цхаро и сел. Хертвиси) все вышеперечисленные отложения с большим угловым несогласием перекрываются олигоценовыми слабо дислоцированными континентальными образованиями цалкско-ахалкалакской свиты (в основном она представлена покровами долеритовых базальтов) и частично более молодыми лавами андезито-базальтов.

Участок правобережья долины р. Куры между меридианами Хашури—Гори и Мцхета, являющийся фронтальной полосой Триалетской системы, отличается, по М. И. Варенцову (1935), сложным сочетанием дизъюнктивных и пликативных дислокаций. Брахиантиклинали, антиклинали и соответствующие им синклинали осложнены разломами (крутые надвиги и небольшие взбросы). Антиклинали—узкие, крутые; по правобережью р. Куры северные крылья круче южных и нередко запрокинуты и разорваны. Складки различного направления; антикавказские—отражают, видимо, направления контуров юго-восточного погружения Сурамского кристаллического массива.

Между Мцхета и Дзегви с севера подходит другой крупный разрыв, по которому сарматские и миоценовые молассовые накопления зоны Эрцо надвигаются на юг. Вышеупомянутый участок долины р. Куры от Гори до Мцхета—со встречным движением масс (Триалетия на севере, зона Эрцо на юге)—является одним из наиболее сейсмичных районов Закавказья; надо поэтому полагать, что по указанным древним разрывам движения происходят время от времени и в нынешний век.

Оригинальный тип складчатости описывают В. Я. Эдилашвили и др. (1965) на северном крыле Квирильской синклинали, расположенной между Аджаро-Триалетской системой и Социлакской возвышенностью. Простирание ее широтное, сложена меловыми, верхнеэоценовыми, олигоценовыми и миоценовыми образованиями. В результате краевых сжимающих тектонических движений здесь развиты внутрипластовые (межпластовые) движения. Подобные дислокации впервые констатированы Н. С. Шатским (1925) в майкопских глинах Дагестана; нами (1932) они наблюдались в олигоценовых глинах Нахичеванской гипсо-соленосной толщи.

Восточным продолжением (окончанием?) Аджаро-Триалетской складчатой системы по левобережью р. Куры является так называемая Марткобская зона (выступ), выделенная Н. Б. Вассоевичем в 1931 г. и изученная К. С. Масловым в 1933—1934 гг.

Указанная зона характеризуется главным образом широтным простиранием основных тектонических элементов, тенденцией к опрокидыванию складок вдоль северной периферии зоны (на западе) на север и погружением шарниров складок в направлении на восток.

Далее к востоку-юго-востоку исключительный интерес представляют окрестности сел. Малхазовки, где наблюдается резкое изменение простирания пород, принадлежащих, в трактовке Н. Б. Вассоевича, зоне Эрцо, сопровождающееся рядами поперечных, по отношению к направ-

лению простирания тектонических линий, сдвигов. Здесь же, к западу от сел. Малхазовки, наиболее ярко проявляется также погружение складок аутохтона на восток.

Непосредственно проследить марткобскую зону в юго-восточном направлении не удается, так как здесь громадные площади покрыты четвертичными отложениями, слагающими Караязские степи. Граница рассматриваемой зоны проводится далее к юго-востоку по так называемому Эрик-тарскому разрыву, к югу от которого, вдоль левобережья р. Куры, Н. Б. Вассоевичем выделена узкая Палантэкянская зона.

Далее к юго-востоку продолжение Аджаро-Триалетской системы надо видеть вдоль предгорий Малого Кавказа к юго-востоку от Кировабада—в районе Нафталана. Здесь наблюдаются, впервые после района Тбилиси, и палеогеновые отложения, довольно интенсивно дислоцированные, причем здесь констатированы складки как общекавказского простирания, так и меридионального («структурные носы» В. Е. Хаина); последние особенно сильно сказываются в полосе мела и палеогена.

Интересно отметить, что в Казахском районе Азербайджанской ССР констатирован эоцен, выраженный в типичной осадочно-вулканогенной фации, хорошо охарактеризованной нуммулитами.

Переход от мезозоя Кировабадской зоны к третичным отложениям района Нафталана и Куринской депрессии совершается, по В. Е. Хаину, путем плавного погружения первого; в полосе майкопа и акчагыло-апшерона отмечается в предгорьях появление брахиантиклинальных структур. По направлению к северо-востоку идет прогрессивное увеличение размаха складчатости; сброс вдоль северного края предгорий Малого Кавказа здесь не констатируется.

Большой интерес представляет дальнейшее продолжение Нафталанской зоны к юго-востоку, известное под названием прикарабахской зоны. Она представляет юго-западную окраину Кура-Араксинской низменности, непосредственно примыкающей к Малому Кавказу, к восточным предгорьям Карабаха (Карабахская степь, западная часть Мильской степи).

По своему строению эта полоса представляет погребенное продолжение Нафталанской зоны. Мезозой бассейна среднего течения р. Тертер плавно погружается здесь под палеоген (фораминиферовые слои и майкопская свита), несогласно перекрытый почти горизонтальным, весьма полого понижающимся к северо-востоку покровом верхнего плиоцена. В палеогене у Мир-Башира и сс. Ширванлы и Гюллюджа вырисовываются брахиантиклинальные поднятия, из которых первое кулисообразно замещает собой нафталанское, а последнее сдвинуто относительно мирбаширского и ширванлинского к западу.

Далее к северо-востоку гравиметрией, сейсморазведкой и бурением установлена новая полоса погребенных поднятий у гор. Барды и между сс. Гиндархом и Агджабедами.

Бардинское поднятие сложено в своей верхней части средним сарматом, несогласно перекрытым акчагылом. Агджабединская антиклиналь сложена в своде майкопом, а на северо-восточном крыле появляются тортон и сармат. Далее к северо-востоку вырисовывается депрессия (выполненная мощным (?) верхним плиоценом), отделяющая «подземный склон» Малого Кавказа от Кюрдамиро-Саатлинского погребенного поднятия. Эта депрессия должна замыкаться на юго-востоке седлом, соединяющим Кюрдамиро-Саатлинское и Мильско-Муганское поднятия.

В фациальном отношении аналогом Аджаро-Триалетской складчатой зоны далее к юго-востоку является Талышская горная система, в которой наблюдаются вполне аналогичные вулканогенные фации палео-

гена и мергельно-глинистые—неогена и сходные типы структур, хотя и не столь напряженные (подробнее сказано ниже).

24. Сомхетско-Ганджинско-Карабахская зона. К югу и юго-востоку от Аджаро-Триалетской зоны, вдоль правобережья р. Куры, располагается следующая тектоническая зона, резко отличающаяся от предыдущей своей относительно пологой складчатостью. В литературе она известна под названием Кировабадской, а также Сомхетско-Азербайджанской зоны; последнее слово точно не отображает ее географическое положение, почему мы его заменили словом «Ганджинская»—от района, где она впервые была изучена. Особенностью этой зоны являются крупные неоинтрузии гранодиоритов третичного (верхнеэоценового) и частью нижнемелового возраста.

Северной ее границей является южный край Куринской депрессии, а с юга естественной ее границей с соседней тектонической зоной (Армянской) является крупный надвиг (поддвиг), плоскость которого падает полого на север. В центральной своей части он проходит вдоль северо-восточного побережья озера Севан (см. геологическую и тектоническую карты). Возраст надвига определяется как верхнеэоценовый, он является главнейшим структурным элементом Малого Кавказа.

В западной своей части, в области наибольшего поднятия древнего субстрата, на территории Грузии описываемая зона включает так называемую Артвинско-Сомхетскую глыбу (зону) П. Д. Гамкрелидзе.

Большая часть зоны сложена там мощными вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями олигоцена (Ахалкалакское нагорье) и верхнеплиоценовыми и четвертичными лавовыми потоками, а также четвертичными отложениями Борчалинской равнины. Вулканогенная толща олигоцена трансгрессивно перекрывает все более древние отложения (вплоть до нижнепалеозойских), а также указанный надвиг, чем точно датируется его относительный возраст.

Некоторые исследователи полагают, что вулканы Ахалкалакского (Джавахетского) нагорья приурочены к разломам меридионального направления; однако наши (1948 и 1949) детальные работы показали, что они связаны с осями широтных складок, осложненных, видимо, дизъюнктивными нарушениями.

Меньшая часть площади Артвинско-Сомхетской глыбы (в пределах Грузии) сложена нижнепалеозойской глубокометаморфизованной толщей, прорывающими ее палеозойскими гранитоидными интрузиями (Храми, Лок), перекрывающими их лейасовыми кварцевыми песчаниками и слюдистыми глинистыми сланцами, вулканогенными образованиями байоса, мощной толщей (до 2,5 *км*) среднемеловых (сеноман и турон) кислого состава вулканогенных пород, верхнемеловыми карбонатными и частично средне- и верхнеэоценовыми осадками. Наибольшее распространение имеют здесь среднемеловые образования.

На территории Армении и далее к юго-востоку зона сложена метаморфическими сланцами верхнего докембрия—нижнего палеозоя, вулканогенно-осадочными толщами юры, верхнего (и частично нижнего) мела и эоцена (общей мощностью до 13 *км*) и многочисленными гранитоидными интрузиями верхнеэоценового возраста.

В западной части зоны, в области наибольшего поднятия древнего субстрата, развиты четвертичные лавы; их центры поднятий приурочены к складкам, осложненным разрывами.

Интересно отметить, что складки разнонаправленные—общекавказского простирания, широтные и антикавказского (северо-восточного) направления. Некоторые из них прослеживаются на десятки километров, другие короткие, нередко кулисообразно смещающиеся.

В некоторые эпохи (верхняя юра, нижний мел, нижний сенон) были большие перерывы в процессах седиментации указанной зоны, что указывает на то, что колебательные движения за рассматриваемый период имели большую амплитуду с переменой знака. Это отличает Ганджинскую зону от геосинклинали Большого Кавказа. Геоантиклинальные тенденции неогенового времени, характеризующие рассматриваемую зону, служат отличием ее как от Аджаро-Триалетской, так и Куринской зон.

От соседних зон Сомхетско-Ганджинская зона отличается главным образом своей относительно спокойной тектоникой, сопровождающейся местами разрывами. На фоне широких и пологих складок широтного и общекавказского простирания вдоль северной окраины зоны констатированы второстепенные, но местами довольно редкие складки с осями северо-восточного (антикавказского) направления.

Эти анормальные складки обусловлены вне сомнения движением глыб древнего жесткого субстрата, ранее ориентированных по другому плану—вдоль границ двух тектонических зон.

При общем погружении шарниров к северо-востоку эти складки иногда продолжаются также и в третичных отложениях Аджаро-Триалетской зоны, вплоть до акчагыла (например, в Палантэкянской зоне по левобережью р. Куры). В глубь гор складки указанного необычного направления замирают, появляясь только в полосе меловых отложений и почти исчезая в юре. О причине возникновения подобных складок будет сказано ниже.

Местами вдоль северного края выделенной зоны в полосе предгорий складки приобретают более крутой характер; северное крыло их испытывает здесь местами флексурообразный изгиб. Здесь ощущается близость края жесткого субстрата зоны (выход кембрия-докембрия у ст. Ковлар—по В. Е. Пахомову).

В северо-восточной части зоны, в Нафталанском районе, в области развития третичных образований наблюдается ряд коротких складок меридионального и северо-восточного простирания, погружающихся в указанном же направлении.

Южный край Сомхетско-Ганджинско-Карабахской зоны представляет на большом протяжении крупную моноклиналь, сложенную вулканогенной юрой, под которую пододвинуты интенсивно дислоцированные породы верхнего мела и эоцена, интрудированные породами офиолитового пояса Армении.

Вышеупомянутый надвиг, разделяющий две тектонические зоны, имеет наибольшую амплитуду (до 7—8 *км*) на среднем отрезке, в бассейнах верхнего течения рр. Калакент-чай и Шамхор-чай; далее к востоку он прослеживается вдоль Муровдагского хребта до района вершины Муров-даг (3347,5 *м*), где смещается по косому сбросу (северо-восточного простирания) к юго-западу и дальше протягивается вдоль южного склона Карабахского хребта в юго-восточном направлении, доходя до р. Аракс; в указанном районе он разветвляется (см. карту), и отдельные ветви его приобретают уже характер взбросов.

В западном же направлении от бассейна верховья р. Шамхор-чай надвиг проходит по северному склону Шахдагского хребта, протягиваясь далее к северо-западу в район сел. Красное; отсюда к западу он продолжается по долине р. Тарса-гет, вплоть до ее впадения в р. Агстев (Акстафу). Здесь надвиг переходит в взброс, прослеживающийся с перерывами далее к западу до южной окраины Ахалкалакского нагорья, а оттуда в пределы Турции. На этом отрезке параллельно ему к югу появляется ряд второстепенных сбросов.

Л. А. Варданянц (1955) на своей тектонической схеме выделяет между комплексами Большого и Малого Кавказа особую Абхазско-Карабахскую систему, соединяя указанные удаленные друг от друга структуры с помощью «лестницы» кулисообразных складок с близширотным простиранием. Такая идея является весьма дискуссионной и на данном этапе геологической изученности Кавказа принята быть не может. Упомянутый автор повторяет в некоторой степени идею В. В. Белоусова (1939), соединявшего в свое время Сванетский антиклинорий с Кафанским, что было опровергнуто многими исследователями.

Возвращаясь к общей характеристике рассматриваемой зоны, необходимо указать еще на следующие ее особенности. В общем это одна крупная антиклинальная зона, первоначально сформировавшаяся в конце юрского периода, затем в течение мелового и нижнетретичного времени неоднократно перестраивавшаяся, но все же сохранившая свои основные черты. В период накопления осадков особенно сказывались вертикальные колебательные движения, обусловившие смену фаций и довольно резкие колебания мощностей. В юрское время эта зона представляла, несмотря на вулканогенный характер отложений, геосинклинальный бассейн, в котором существовала цепь подводных (?) вулканов, действовавших, видимо, с незначительными перерывами, о чем свидетельствует морская фауна, находимая в туффитах и нормальных песчаниках, прослаивающих порфириты и туфобрекчии. Мощности юрских отложений в центральной части зоны наибольшие; мощность же меловых отложений, наоборот, увеличивается к северному краю зоны. Здесь же наблюдается (у ст. Ковлар) непосредственное налегание средней юры на сланцах кембрия-докембрия, т. е. здесь отсутствует полностью мощная (порядка 1 *км*) толща нижней юры средней полосы зоны. Таким образом, наличие колебательных движений юрского и мелового времени обратного знака и с большой амплитудой никаких сомнений вызывать не может.

Гравитационное поле описываемой зоны представлено полосой общекавказского простирания относительно максимума силы тяжести со значениями аномалий от—10 до—100 *млг* (в редукции Буге), причем наименьше значение аномалий (—10,—20 *млг*) приурочено к юго-западному краю Прикуринской низменности. Это указывает на приподнятость подошвы коры в этом районе по сравнению с соседними зонами.

Указанную единую Сомхетско-Карабахскую тектоническую зону П. Д. Гамкрелидзе в последние годы разделяет на две—Сомхетскую на западе и Алавердско-Карабахскую на востоке.

Сомхетская зона является, по указанному автору, южно-грузинской (Артвино-Сомхетской) глыбой, подразделяющейся на две крупные зоны—Болнисскую на востоке и Джавахетскую на западе. Болнисская зона расчленяется им на следующие подзоны: 1—Храмского поднятия; 2—Тетрицкаро-Асуретскую; 3—Маднеульско-Паладаурскую; 4—Локского поднятия; 5—Сакирско-Дманисскую и 6—Марнеульскую подзону погружения.

Указанное расчленение основано на выделении отдельных мелких структурных единиц—антиклиналей и синклиналей, что усложняет тектоническое районирование. Сам автор указывает, что на всей территории Болнисской зоны нет ни одной линейно вытянутой складки и для нее в целом характерно развитие разноориентированных брахискладок. Это указывает на довольно резко выраженную жесткость описываемого района, сходную с таковой всей Сомхетско-Карабахской зоны.

25. Складчатая зона Армении. К югу от указанной структурной линии (надвиг-поддвиг?), являющейся главнейшей на Малом Кавказе, начинается тектоническая зона Армении, разделяющаяся, в

свою очередь, на ряд подзон. Упомянутая линия от Амасийского района Армении прослеживается далее к западу через всю Северную Анатолию, где известна под названием «Пафлагонского рубца» Э. Новака (1932). И там она является северной границей распространения верхнеэоценовых гипербазитов.

На юго-западе границей зоны является так называемый Даралагязский надвиг и группа крутых складок, находящихся на его северо-западном и юго-восточном продолжении. Северо-западная группа складок в районе гор. Еревана отчетливо меняет свое направление из северо-западного (общекавказского) на юго-западное (антикавказское); поэтому нами соответственно и изменена эта граница по сравнению со схемой В. П. Ренгартена (его Севанско-Карабахская подзона).

Плоскость Муровдагского (Северо-Гокчинского) надвига падает полого на северо-восток, а Даралагязского—на юго-запад, так что рассматриваемая тектоническая зона попадает полностью в межнадвиговую полосу (шириною 80—100 *км*), причем северный и южный ее края дислоцированы различно.

Сложена эта зона в основном следующими комплексами: вулканогенной толщей юры (на юго-востоке), вулканогенным и известняковым верхним мелом (в средней части зоны на северо-востоке), вулканогенным эоценом (и отчасти известняковым сеноном—на северо-западе) и вулканогенным олигоценом (на юго-западе). Незначительное развитие имеют в рассматриваемой зоне отложения нижнего палеозоя и докембрия, выступающие в ядрах антиклиналей, нередко осложненных разрывами (взбросами).

Характерной особенностью центральной части Армении является громадное количество четвертичных вулканов, давших обширные поля лав. Вулканы приурочены к осям складок, осложненных многочисленными разломами, в области наибольшего вздымания палеозойского фундамента. В соответствии с этим интенсивность четвертичного вулканизма отчетливо падает с северо-запада на юго-восток (см. геологическую и тектоническую карты). Эта зона в течение юры, мела и палеогена обнаруживала геосинклинальные тенденции; по фациям и мощности накопившиеся здесь осадки заметно отличаются от соответствующих по возрасту отложений, прилегающих с севера и юга зон. Начиная с миоцена происходит общее поднятие зоны, почему здесь господствуют процессы эрозии, прерывавшиеся в четвертичное время излияниями лав семейства андезито-базальтов (в широком смысле этого слова).

На основании геологического разреза и характера складчатости в Армянской тектонической зоне отчетливо выделяются 3 подзоны: офиолитовая, Кафанская и собственно Армянская.

а) Офиолитовая подзона является полосой интенсивной складчатости верхнемеловых-эоценовых отложений, осложненной разломами и интрудированными ультраосновными породами. Мел выражен в карбонатной (верхний сенон) и вулканогенной (нижний сенон) фациях, а эоцен—в вулканогенно-осадочной; мощность верхнемеловых образований достигает 2,5—3 *км*, а эоценовых—2 *км*. Отложения явно геосинклинального характера типа передового прогиба. По северному краю подзона резко ограничена указанным поддвигом, а к югу граница неясная, так как складчатость в этом направлении постепенно затухает; поэтому ее неправильно было бы выделить в особую (самостоятельную) зону—Севано-Акеринскую (Севано-Курдистанскую), как это делают некоторые исследователи (Л. Н. Леонтьев, 1949, и др.). Залегают верхнемеловые отложения непосредственно на метаморфических сланцах кембрия—докембрия; осадки палеозоя, триаса, юры, нижнего мела (местами констатированы), сеномана и турона здесь не отлагались. До

сенона здесь все время была устойчивая суша (древнее поднятие). В западной части подзоны, в Аглаганском хребте, констатированы местами и альбские образования.

Орогеническими фазами, здесь проявившимися, являются предсеноманская, нижнеэоценовая (?) и верхнеэоценовая. С последней связано внедрение гипербазитов офиолитового пояса.

В средней части северной окраины зоны, по северо-восточному побережью оз. Севан и в бассейне среднего течения р. Тертер, сложенным верхнемеловыми отложениями (известняки сенона и туфобрекчии сантона), констатируется интенсивная пликативная складчатость, выраженная рядом (свыше пяти) сильно сжатых складок, то прямых, то опрокинутых к югу вследствие пододвигания их под моноклиналь южного края Сомхетско-Ганджинской зоны.

В юго-восточной же части надвиговой зоны—в бассейне левобережья р. Акяра, сложенной в основном более жесткими вулканогенными породами (известняки играют здесь более подчиненную роль), пликативная дислокация выражена менее ярко (складки не так сжаты; число их меньше), но зато она сопровождается рядом разрывов сравнительно небольшой амплитуды.

К северо-западу от района сел. Шоржа преднадвиговая область представлена рядом прямых слабо сжатых складок, сопровождаемых редкими разрывами; здесь констатированы лишь единичные выходы ультраосновных пород. Далее же к северо-западу, уже по левобережью р. Дебед, интенсивность пликативной дислокации вновь возрастает, достигая максимума в западной части Бзовдальского хребта; здесь вновь появляются в большом количестве интрузии гипербазитового пояса, протягивающегося к западу в район сел. Амасия, а затем в пределы Турции.

Вышеупомянутый надвиг, разделяющий указанные две тектонические зоны, имеет наибольшую амплитуду (до 10—12 *км*) в средней своей части, в бассейнах верхнего течения рр. Калакенд-чай и Шамхор-чай. Далее к востоку он прослеживается вдоль Муровдагского хребта до района вершины Муров-даг (3347,5 *м*), где постепенно затухает; западнее же в районе г. Гямыш (3740 *м*) от надвига отходит в юго-западном направлении сбросо-сдвиг (длиной около 12 *км*), от юго-западного конца которого начинается новый надвиг (Карабахский), протягивающийся вдоль южного склона Карабахского хребта в юго-восточном направлении почти до Аракса; здесь он приобретает уже характер взброса и сопровождается к юго-западу рядом параллельных ему разрывов небольшой амплитуды. В бассейне р. Тертер Карабахский надвиг смещается двумя поперечными разрывами в юго-западном направлении.

Гребневая часть и северо-восточные склоны Карабахского хребта сложены моноклинальной юрской вулканогенной толщей (отвечающей северным склонам Муровдагского хребта), являющейся южной частью Сомхетско-Карабахской зоны. Вдоль юго-западного склона Карабахского хребта, по левобережью р. Акяра-чай, протягиваются интенсивно дислоцированные вулканогенные и карбонатные образования верхнего и частью нижнего (альб) мела, пододвинутые под юрскую толщу и интрудированные гипербазитами.

Указанный надвиг (поддвиг) в пределах Ганджинского района прослежен в общем на 100 *км*; плоскость его падает на северо-восток, на западе полого (14—20°), на востоке более круто. В западной части Шахдагского хребта надвиг проходит по северному его склону, в районе г. Шах-даг он констатирован частью по южному его склону и к западу от указанной вершины вновь переходит на северный склон главного водораздела, протягиваясь далее к северо-западу к сел. Красносельск (Ми-

хайловка), будучи смещен к северу по меридиональному сбросу, проходящему мимо сел. Шоржа и через Михайловский перевал. К югу от указанного селения упомянутый сброс, несомненно, проходит по границе Большого и Малого озера, обусловив, вероятно, существующую подводную ступень; далее к югу он проходит, по-видимому, вдоль Сарыкаинского берега. Интересно отметить, что далее к югу линия этого сброса попадает на позднечетвертичный (вюрмский) вулкан Абдула-сар (Магмаган, Армаган). Ввиду того, что надвиг верхнеэоценового возраста, надо полагать, что сброс этот неоднократно «омолаживался».

Амплитуда указанного основного надвига по направлению к северо-западу постепенно уменьшается за счет увеличения в том же направлении количества второстепенных тектонических нарушений, параллельных вышеупомянутому и проходящих как к северу, так и к югу от него; начинают проявляться указанные второстепенные нарушения примерно от меридиана сел. Кедабек.

В районе Красносельска надвиг переходит во взброс, протягивающийся к западу по правобережью р. Тарсагет, где сопровождается параллельным ему с севера разрывом хребта Мурхуз.

От устья р. Тарсагет взброс (плоскость падает круто на северо-восток) прослеживается весьма отчетливо до сел. Куйбышев (Джархеч) и древнего монастыря Агарцин, где по нему вулканогенная толща эоцена уходит под отложения средней и верхней юры и верхнего мела; амплитуда разрыва здесь не менее 1 *км*. Далее к западу в однообразной вулканогенной толще среднего эоцена сброс этот теряется, но к югу и юго-западу от него в районе сс. Лермонтово (Воскресеновка)—Сисимадан—Сарум-сахлу появляется ряд параллельных ему разрывов, сопровождающих ряд крупных складок; здесь же у сел. Лермонтово (Воскресеновка) констатировано (В. Н. Котляр) несколько мелких интрузий габброидов. Таким образом, пояс изоклинальной складчатости северо-восточного побережья оз. Севан и сопровождающие его основные и ультраосновные породы, несомненно, имеют здесь свое северо-западное продолжение.

Далее к западу—северо-западу, в Бзовдальском хребте, указанный пояс констатируется вновь уже со всей своей отчетливостью. Здесь, в западной части хребта (Аглаганском), известняки сенона (которым здесь подлежат метаморфические сланцы кембрия-докембрия) собраны в ряд прямых или слегка опрокинутых к югу весьма сжатых изоклинальных складок, сильно осложненных второстепенной очень мелкой складчатостью, вследствие чего породы приобретают своеобразную гофрировку. Эта толща надвинута на подлежащие им с юга вулканогенные породы среднего эоцена, дислоцированные менее интенсивно, из чего можно заключить, что двигалась северная масса. Плоскость взброса падает круто на север—северо-восток, амплитуда разрыва здесь свыше 1 *км*, так как отсутствует (перекрыта) нижняя половина разреза эоцена. В известняках сенона здесь констатированы многочисленные и крупные интрузии гипербазитов. Таким образом, здесь гипербазитовый (офиолитовый) пояс находится, в отличие от бассейна оз. Севан, к северу от линии разрыва, но все же точно приурочен к зоне наиболее интенсивной пликативной дислокации. В таком же соотношении свиты Аглаганского хребта протягиваются к западу в район сел. Амасия и далее в пределы Турции, но там они на некотором протяжении перекрыты вулканогенным олигоценом.

Возраст вышеописанного надвига (поддвига) датируется совершенно точно как верхнеэоценовый, так как согласно дислоцированные верхнемеловые и среднеэоценовые отложения перекрываются трансгрессивно олигоценом.

Явления поддвигов некоторыми исследователями Закавказья вообще отрицаются. Но Б. и Р. Уилисс (1932) давно уже были склонны истолковывать многие полого падающие надвиги в Северной Америке как поддвиги; в частности, например, надвиги, наблюдающиеся вдоль восточного края Скалистых гор, а также многие надвиги в Азии (в Тибете и Индии).

В заключение следует отметить, что гипербазиты, видимо, крепко «спаяли» всю вмещающую их толщу, почему она приобрела монолитный характер; сейсмическая активность здесь незначительная, за исключением крайней западной его части, где интрузий мало и главное—там выходит на поверхность древний субстрат, разбитый сбросами, периодически омолаживающимися.

б) Собственно складчатая зона Армении представляет участок древней платформы, длительно полого погружавшейся по направлению к востоку- юго-востоку. В связи с этим на восточном ее конце наблюдается разрез от нижней юры до плиоцена включительно, а на крайнем западе (Арагацское нагорье) на метаморфической толще кембрия—докембрия непосредственно залегает мощная (до 2,5 *км*) субаэральная вулканогенная толща олигоцена. Граница с офиолитовой зоной расплывчатая (постепенная); вдоль нее наблюдается ряд интрузий гранитоидов нижнемиоценового возраста. Интенсивность дислокации пород постепенно уменьшается в западном направлении; по краям зоны на крайнем юго-востоке (Кафанский район) и северо-западе (Мисханский район), где выступают участки древнего субстрата, складчатость осложнена разломами. Здесь же наблюдаются выходы интрузивных пород. Последней орогенической фазой зоны являлась верхнеолигоценовая-нижнемиоценовая. Оба указанных района находятся на концах единой крупной антиклинали (серия их, кулисообразно смещающаяся), пересекающей зону в косом направлении и осложненной разломами. В средней части зоны, испытавшей в течение постплиоцена неоднократные эпейрогенические поднятия (сводового характера), расположено большинство четвертичных вулканов Армении, давших обширные поля лав. Вулканы приурочены к осям складок, осложненных вышеуказанными многочисленными разломами, в области наибольшего вздымания палеозойского фундамента. В соответствии с этим интенсивность четвертичного вулканизма отчетливо падает в юго-восточном направлении, т. е. в сторону погружения древнего субстрата.

Повышенная сейсмическая активность наблюдается в указанном Кафанском, а также Ленинаканском районах; в последнем она, видимо, обусловлена разломами в близко расположенном жестком субстрате, временами «оживляющимися».

На крайнем юго-востоке Армянская складчатая зона погружается, что отчетливо видно по периклинальному залеганию полого погружающихся к юго-востоку известняков нижнего—верхнего мела и песчано-глинистых толщ эоцена и олигоцена.

Особого упоминания заслуживает район г. Арагац (Алагёз), являющийся крайней северо-западной частью зоны Армении. Он сложен мощной (до 2,5 *км*) наземной (субаэральной) толщей эффузивов и частью туфов, отчетливо дислоцированных. Возраст этой толщи и структура массива г. Арагац до сего времени являются предметом страстных споров и оживленных дискуссий. Массив г. Арагац не является изолированным; он соединяется породами своего основания с подобной вулканогенной толщей всего Армянского нагорья. К востоку от Арагаца в районе Егвардского и Канакерского плато эффузивы основания Арагацской толщи переслаиваются, как это показали многочисленные глубокие буровые скважины, с осадочными породами, которые далее к востоку от

Еревана охарактеризованы нуммулитовой и другой фауной олигоценового возраста. Эти новые данные представляют исключительный интерес для стратиграфии вулканогенных толщ Армянского нагорья и позволяют по-новому толковать историю геологического развития области.

Арагацское нагорье сложено двумя разновозрастными комплексами пород—третичного и четвертичного возрастов. Собственно массив г. Арагац сложен единым мощным отчетливо дислоцированным вулканическим субаэральным комплексом, в породах которого никаких остатков фауны и флоры пока не обнаружено. Поэтому вопрос о его возрасте мог решаться лишь косвенным путем, по взаимоотношению этого комплекса с перекрывающими и подстилающими образованиями, а также региональным путем—прослеживанием свит по простиранию, где в вулканогенно-осадочных их фациях встречена характерная руководящая фауна (К. Н. Паффенгольц и Г. Т. Тер-Месропян, 1964).

В тектоническом отношении массив г. Арагац представляет крупную брахиантиклиналь (осложненную более мелкими брахискладками), расположенную примерно посредине обширной синклинали общекавказского простирания, слагающей район между Памбакским хребтом и р. Аракс.

Третичная вулканогенная толща прослеживается к востоку через всю центральную часть Армении, где слагает Агмаганское (Гегамское) нагорье, Варденисский хребет, район г. Дали-даг (верховье р. Тертер) и Западно-Карабахское нагорье (левобережье р. Воротан (Базар-чай). В последнем районе в эту толщу врезан рельеф альпийского типа, выполненный затем ингрессивными вулканогенными толщами (Горисской и Ишихлинской) и вновь отпрепарированный. Встреченная в отложениях ингрессивных толщ малохарактерная фауна и флора не дают однозначный ответ на их возраст. Нами (1948) она относится к миоплиоцену, другими исследователями—к верхнему плиоцену. Следует отметить, что в них врезана высокая (гюнцская) терраса.

Вышеприведенные данные о стратиграфическом положении разбираемой вулканогенной толщи, фациальные взаимопереходы ее к востоку-юго-востоку в вулканогенно-осадочные образования, нахождение там руководящей нуммулитовой фауны и флоры в породах нижней и средней частей ее, а также факт прорывания ее бесспорно нижнемиоценовыми интрузиями. позволяют с полной уверенностью относить ее к олигоцену.

Массив г. Арагац окаймляет по его периферии ряд котловин тектоническо-запрудного типа (Ленинаканская, Апаранская и Ереванская), выполненных озерно-речными и водно-ледниковыми накоплениями четвертичного возраста, залегающими горизонтально.

Ленинаканское озеро существовало от гюнца до рисса включительно; Апаранская котловина—от рисса до вюрма включительно. Ереванская (Араратская) котловина представляет синклинальный прогиб нижнечетвертичного времени, прогрессивно углублявшийся в течение всего постплиоцена и подпруженный на востоке лавами Малого Арарата.

Кроме Арагацского срединного массива, подобная же структура, но сложенная средне- и верхнепалеозойскими карбонатными в основном толщами, констатирована в междуречье нижнего течения рр. Веди и Арпа. Здесь, в хребтах Урц, Дагна и др., упомянутые палеозойские породы интенсивно дислоцированны совместно с согласно их перекрывающими отложениями эоцена. Этот факт свидетельствует о том, что вплоть до среднего эоцена включительно район этот представлял участок герцинской платформы, на которой накапливались осадки неглубокой геосинклинали.

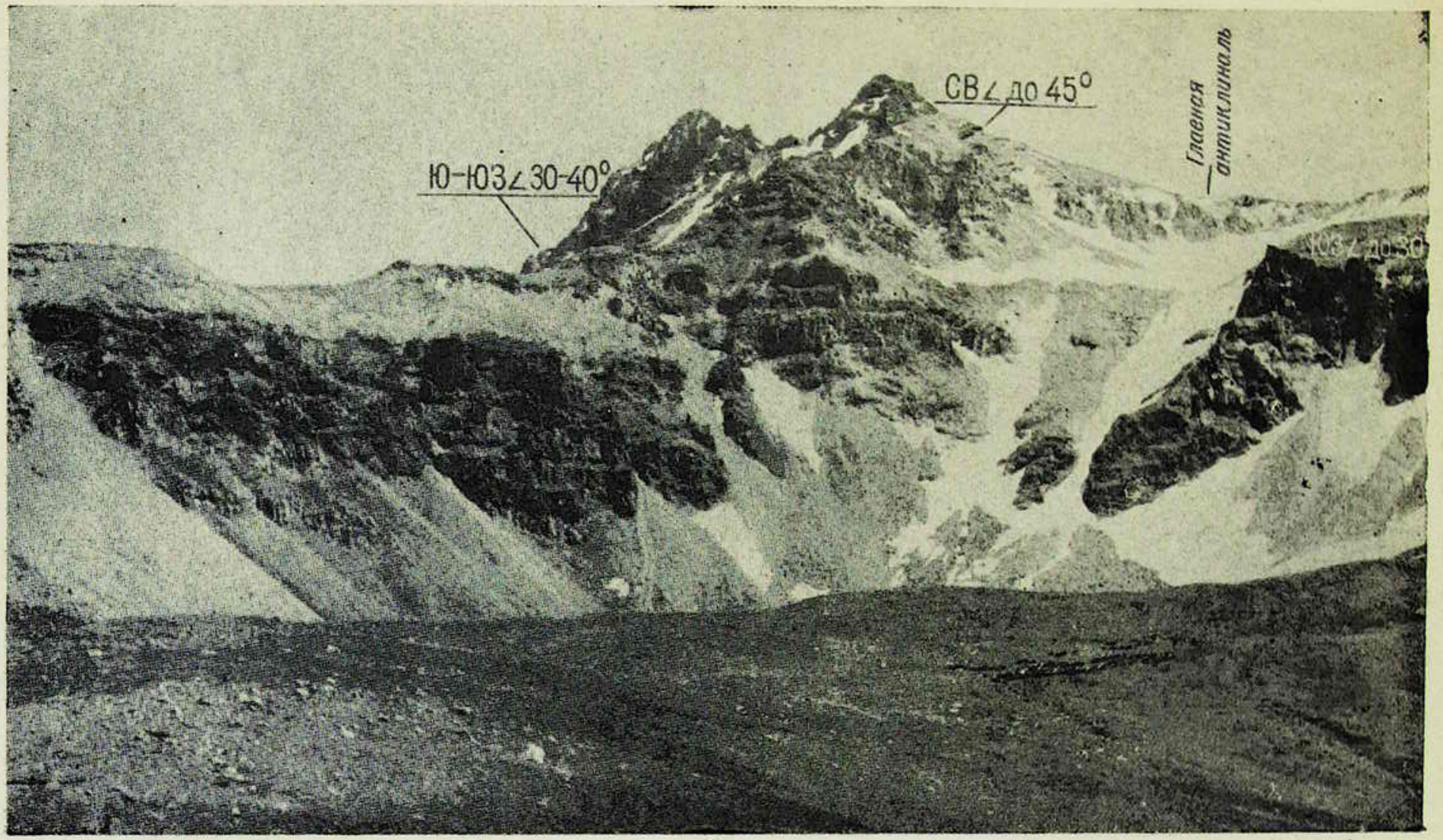


Фото 5. Арагац; северная вершина, вид с запада, из верховья ущелья Гезал-дара (с высоты 3100 м). Ядро близширотной синклинали. По мнению других исследователей, породы падают здесь периклинально на СЗ и З (на нас!?). На переднем плане древняя морена.
Фото К. Н. Паффенгольца, 1968.

в) Крайней юго-восточной частью складчатой зоны Армении является Кафанский район, представляющий в тектоническом отношении крупную и пологую антиклиналь (Зангезурская, Кафанская) северо-западного простирания. Эта антиклиналь сложена в ядре юрскими вулканогенными породами, имеет асимметричное строение с пологим северо-восточным (15—20°) и более крутым (до 70—80°) юго-западным крылом.

В ядре Кафанской антиклинали, в районе медных месторождений, наблюдается сложная сеть дизъюнктивных нарушений северо-западного, северо-восточного и меридионального направлений; наиболее крупные сбросовые зоны имеют северо-западное направление. Один сброс, с крутым падением на северо-восток, прослежен свыше чем на 20 *км*, но он, видимо, продолжается и далее на северо-запад.

Шарнир Зангезурской антиклинали падает довольно круто на юго-восток, а к северу от месторождения—на северо-запад, так что на этом участке она может быть названа крупной брахиантиклиналью. На продолжении ее далее к северо-западу констатируется ряд складок, прослеживаемых через вышеупомянутый перевал Кочбек—в Даралагяз, откуда через Селимский перевал (где в ядре ее из-под верхнего мела выступает девон) и Гегамское нагорье—до Мисханского ущелья (см. выше).

По северо-восточному крылу антиклинали, в строении которого принимают участие также верхнеюрские и нижневерхнемеловые известняково-песчаниковые толщи, наблюдается второстепенная мелкая складчатость, сменяющаяся далее обширной депрессией рр. Воротан—Акяра, выполненной в основном ингрессивной миоценовой (?) вулканогенной обломочной толщей (Горисской).

К юго-западу от Кафанской антиклинали, в водораздельном хребте (с вершиной Хуступ) бассейнов рр. Мегри и Басут-чай, проходит зона крупных разломов, из которых один (Хуступский) имеет характер надвига (взброс ?), по-видимому, с большой амплитудой; плоскость его падает круто на юго-запад. В результате этого нарушения породы девона надвинуты на вулканогенные образования верхней юры и известняки нижнего мела. По этому разлому нами проводится юго-восточная граница зоны со следующей к югу тектонической зоной Малого Кавказа—Нахичеванской.

Выше указывалось, что плоскость главного надвига Малого Кавказа (Муровдагского, Северо-Гокчинского), являющегося северной границей Армянской тектонической зоны, падает полого на северо-восток. Плоскость Даралагязского надвига, отделяющего эту зону от Нахичеванской, падает полого на юг. Но интенсивно дислоцированные верхнемеловые и эоценовые породы офиолитового пояса пододвинуты с юго-запада под слабо дислоцированную нижнеюрскую вулканогенную толщу южного края Сомхетско-Ганджинской зоны. Таким образом, несмотря на то, что плоскости надвигов, ограничивающих рассматриваемую зону, падают в разные стороны (на север и юг), движение масс все же происходило в северном направлении, т. е. при давлении, шедшем с юга.

В большей южной части зоны в течение палеозоя господствовали геосинклинальные тенденции (девон р. Айриджа, триас у сел. Алякчи в верховье р. Акяра); на северо-западе зоны, видимо, была суша. В юрское время на северо-западе зоны была все время (?) суша, на юго-востоке же геосинклинальные тенденции к концу эпохи сменились геоантиклинальным режимом, продолжавшимся здесь частично и в нижнемеловое время. Затем происходят сильные колебательные движения и в результате обусловленных ими поднятий осадки нижнего мела почти нацело эродированы. К концу верхнемелового времени (перед сено-

ном) почти вся зона представляла собою геосинклиналь, возможно, с участками большей глубины по краям зоны, где накоплялись осадки флишевого типа (сенон Тертера, оз. Севан и Нахичеванского края). Геосинклинальные тенденции продолжались и в палеогене и лишь с миоцена началось общее поднятие зоны.

В заключение описания Армянской тектонической зоны следует коснуться описываемых здесь глубоких разломов. Нами указывалось, что достоверные глубинные разломы могут проходить лишь вдоль наблюдаемых ныне крупных надвигов Малого Кавказа—Муровдагского и Даралагязского.

А. Т. Асланян (1958) указывает на своей тектонической схеме крупный Ширакско-Зангезурский разлом, намечая его вдоль полосы Ленинакан — Кировакан—Севан—Мартуни—Сисиан—Гиратах—Шишкерт, т. е. перерезая по диагонали складчатую зону Армении, вкрест ее структур, что не отвечает наблюдаемым фактам. Этот разлом отделяет, по его схеме, Ахтинскую зону от Присеванской и Кафанской тектонических зон.

Далее А. Т. Асланян (1958) выделяет так называемый Ани-Ордубадский разлом, намечая его по косвенным данным вдоль полосы Ани—Артик—Алапарс—Магмаган (вулкан на Гегамском нагорье)—Ехегнадзор—Азизбеков—Ордубад, что является совершенно произвольным, так как противоречит всем наблюдаемым геологическим данным.

По автору, эта полоса замечательна тем, что является границей между эвгеосинклинальной и миогеосинклинальной областями Армянской геосинклинали на продолжении всего палеозоя, мезозоя, палеогена и нижнего-среднего миоцена. К северо-востоку от этой полосы в геосинклинальном заполнении преобладают вулканогенные фации при широком развитии гранитоидных абиссальных пород (эвгеосинклиналь), а юго-западнее—нормально-осадочные фации при отсутствии гранитоидных абиссальных пород (миогеосинклиналь). Однако анализ геологической карты показывает несостоятельность такой концепции.

Третий глубинный разлом, под названием Ереванского, А. Т. Асланян (1955) намечает вдоль полосы: устье р. Дагар (нижнее течение р. Ахурян)—ст. Кармрашен—сел. Агавнатун—сел. Паракар—сел. Тазагюх (южнее гор. Ереван)—сел. Абовян—сел. Двин—сел. Даргалу—сел. Веди—сел. Арпа—сел. Джагры (к северу от Нахичевани)—гор. Джульфа. Хотя автор (1958, стр. 275) и считает, что «признаки, необходимые для установления глубинных разломов, выражены в этой полосе классически», данные геологической карты заставляют опровергнуть такое заключение. Западной части этого разлома (до сел. Двин) вообще не существует, а далее к востоку имеется ряд небольших разломов, кулисообразно сменяющихся и затухающих в районе Нахичевани.

26. Зона восточного погружения Малого Кавказа. Обе вышеописанные зоны—Сомхетско-Ганджинско-Карабахская и Армянская, представляющие в целом сложный антиклинорий, испытывают в своей юго-восточной части постепенное погружение. Последнее хорошо выявляется по периклинальному залеганию известняков нижнего и верхнего мела, слагающих ряд второстепенных складок, окаймляющих область погружения, и осложненных обычно разломами различной амплитуды.

В юго-западной части Армянской зоны по левобережью р. Акярачай проходит северо-восточное крыло крупной синклинали, осложненное рядом сжатых второстепенных складок. Слагающие их верхнемеловые породы (с гипербазитами) пододвинуты (?), как и на северо-западе, под полого падающие на северо-восток нижнеюрскую вулканогенную

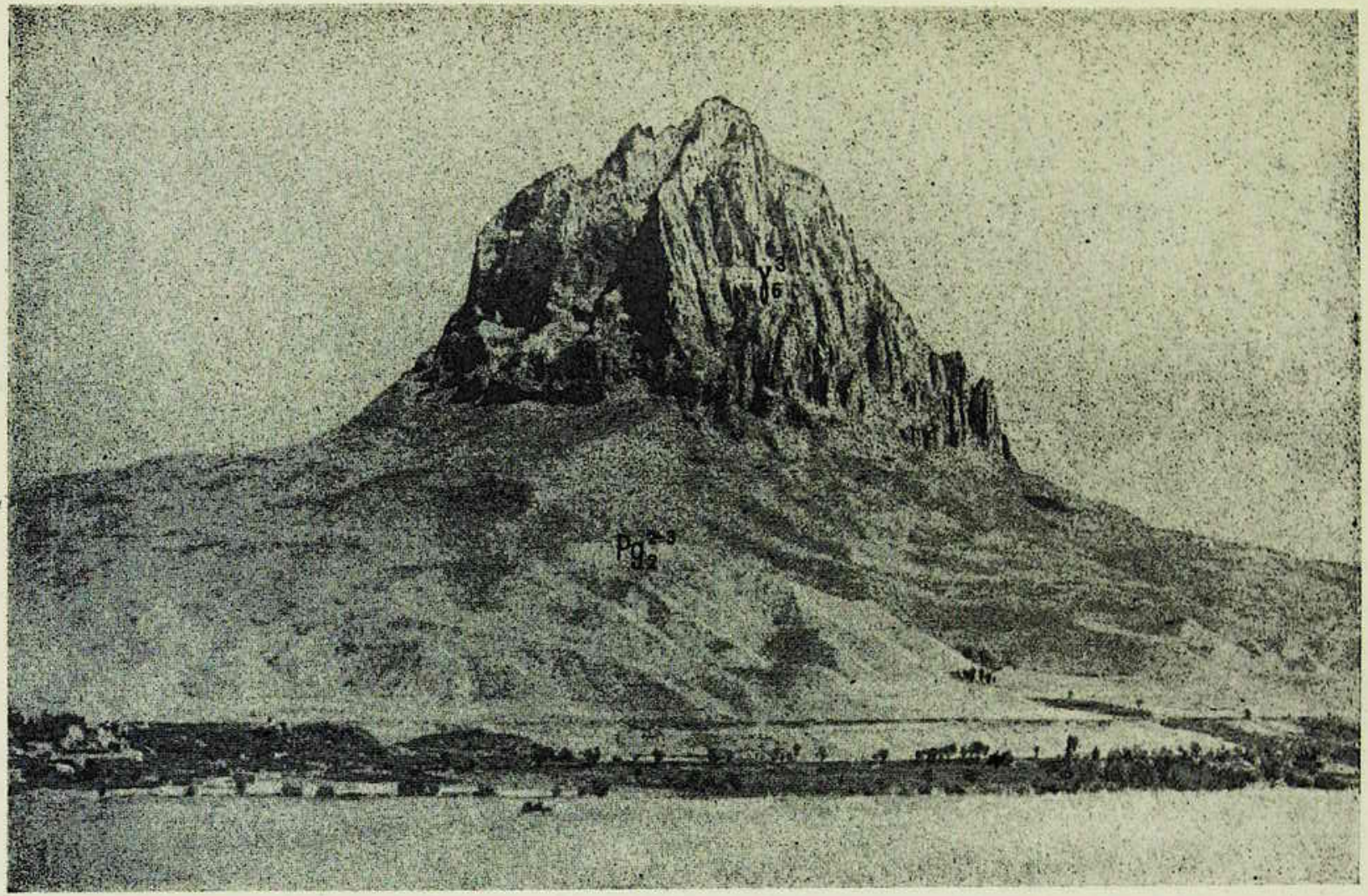
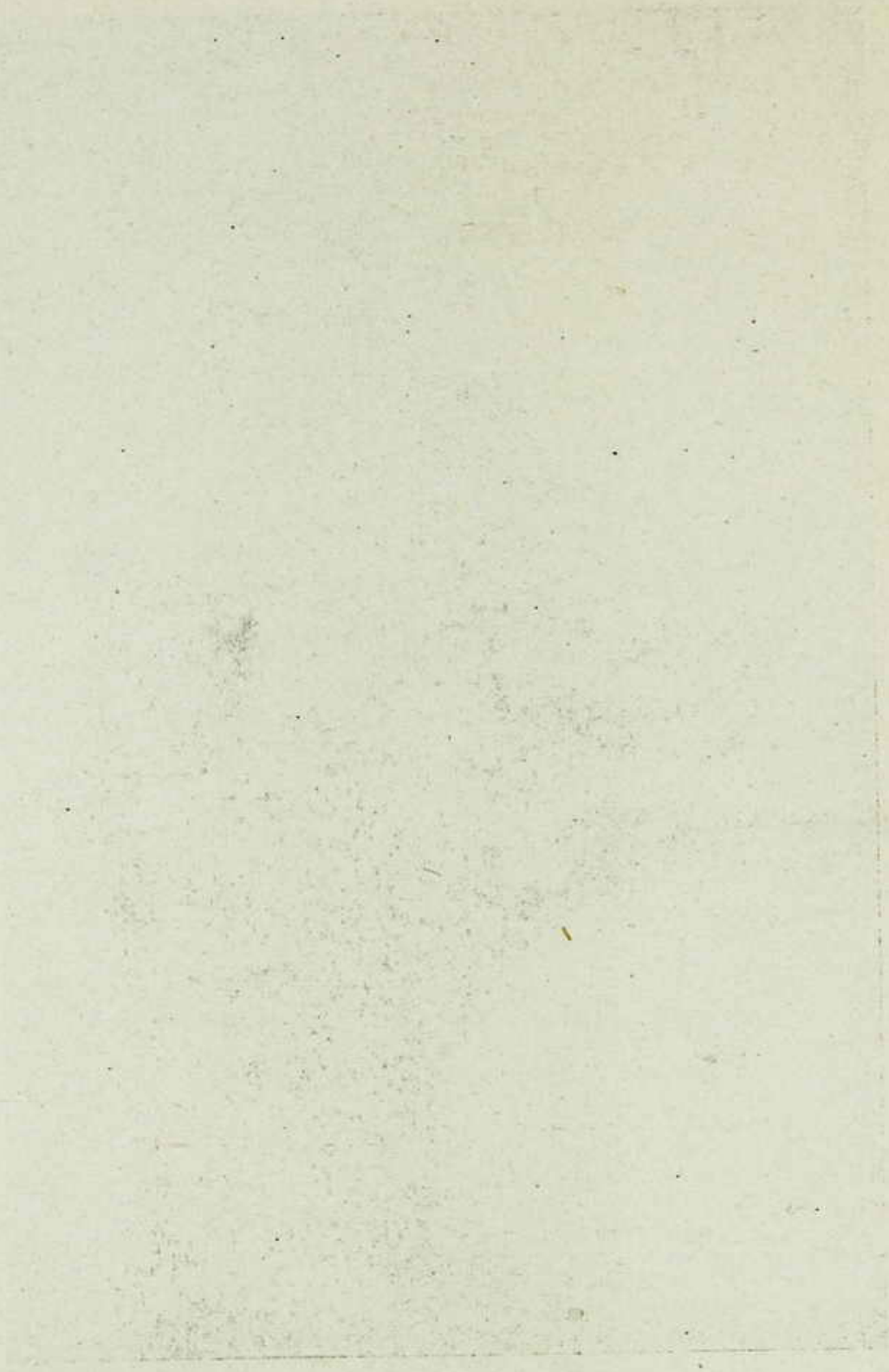


Фото 6. Лакколит Иланлу-даг (2436 м); вид с юго-запада. Сложен гипабиссальными гранодиоритами нижнего миоцена. Фото К. Н. Паффенгольца, 1963.



толщу, занимающую гребневую часть, и восточные склоны Карабахского хребта.

К северо-востоку от гор. Шуши, в этом же общекавказском направлении, проходит пологая синклинальная зона, а за ней, вплоть до границы со степью, снова полоса более крутых и сжатых складок.

По направлению к юго-востоку все складки постепенно расширяются и вдоль Аракса можно наблюдать в меловых отложениях широкие, пологие складки; при этом интересно отметить, что шарниры антиклиналей погружаются уже по правому берегу указанной реки.

Судя по выходам песчаниково-глинистой толщи майкопа в районе ущелья Худаферии (массив горы Дири-даг) по правобережью р. Аракс должны иметь развитие лишь третичные отложения, полный разрез которых констатирован в Талышском районе, кажущемся изолированным от Малого Кавказа, но, вне сомнения, с ним связанного.

Четвертичный вулканиз в зоне погружения не проявился. Раньше эта зона погружения Малого Кавказа никем не выделялась.

Далее к юго-востоку продолжением Малого Кавказа, кулисообразно сдвинутым, надо считать Талыш, переходящий затем в цепи Эльбурса.

27. Нахичеванская зона. Расположенная в крайней юго-западной части Малого Кавказа Нахичеванская тектоническая зона отличается своеобразием слагающих ее пород и сложным строением отдельных структурных единиц, чем резко отличается от соседних к северу зон. Северная и северо-восточная границы зоны частично были охарактеризованы выше, при описании юго-западной границы Армянской зоны. Средняя часть указанной границы проводится вдоль зоны разрывов и надвига (с юго-запада) палеозоя на верхний мел и эоцен, далее же к северо-западу и юго-востоку—вдоль зоны интенсивной пликативной складчатости; юго-западная граница рассматриваемой зоны неизвестна, так как она переходит в пределы Ирана и Турции, геология пограничных частей которых недостаточно изучена.

Большое развитие имеют здесь отложения палеозоя (девон-пермь) и триаса, представленные преимущественно в карбонатной фации, а затем вулканогенно-осадочные образования эоцена и олигоцена. Юрские и меловые породы имеют незначительное распространение. Отложения эоцена и олигоцена представлены в вулканогенно-осадочной фации.

Характерной особенностью зоны является также наличие большого количества лакколитов, сложенных гипабиссальной фацией гранодиоритов нижнемиоценового возраста. Четвертичный вулканизм здесь не проявился.

Палеозойские и триасовые образования представлены единым согласным (?) комплексом пород геосинклинального типа; различные члены юрских, меловых и палеогеновых отложений образуют здесь ряд трансгрессий с большими стратиграфическими перерывами. Таким образом, в течение среднего и верхнего мезозоя и нижнего кайнозоя процесс накопления осадков в рассматриваемой зоне часто прерывался геоантиклинальными поднятиями. Общее для всей зоны центральной Армении поднятие в неогеновое и четвертичное время сопровождалось по южному краю этой зоны,—по долине Аракса, образованием продольного прогиба, в котором еще и в настоящее время накапливается значительная толща песков и галечников.

Все породы, за исключением олигоценовых, интенсивно дислоцированы; много дизъюнктивных нарушений в складках разных направлений, в том числе и антикавказского.

Рассматриваемая зона может быть разделена на основании различия в степени интенсивности дислокационных проявлений на две подзоны.

В северо-западной и отчасти южной части зоны, сложенной преимущественно палеозойскими и триасовыми отложениями, наблюдается ряд складок примерно общекавказского простирания, усложненных рядом сбросов и надвигов небольшой сравнительно амплитуды. Плоскости надвигов крутые, падающие в большинстве случаев на юг, но некоторые падают круто на север.

В северной части зоны, в бассейне р. Арпа, палеозойские отложения (карбон) надвинуты на эоценовые и верхнемеловые образования. Плоскость надвига, являющаяся границей зоны, падает круто на юг-юго-запад; движение масс происходило с юго-запада на северо-восток. Последние крупные орогенические фазы протекали здесь в верхнеэоценовое и затем нижнемиоценовое время; с последней связано внедрение Мегринской гранодиоритовой интрузии и ее дериватов—нахичеванских лакколитов.

Большинство дизъюнктивных нарушений произошло, по-видимому, в верхнеэоценовое время (пиренейская фаза), потому что они перекрываются весьма слабо дислоцированными олигоценовыми образованиями.

В юго-восточной и северо-восточной частях зоны, сложенных верхнемеловыми, эоценовыми и олигоценовыми отложениями, дизъюнктивные нарушения выражены слабо; отложения этого района собраны в ряд складок, простирание которых резко меняется—от общекавказского до меридионального и антикавказского.

В северо-западной части зоны простирание складок общекавказское, с общим падением их шарниров на юго-восток; в юго-восточной части при том же простирании шарниры складок падают на северо-запад, а в северо-восточной ее части, бассейне среднего и части верхнего течения р. Нахичеван-чай, имеются складки меридионального простирания с падением шарниров на юг. Возможно, что поперечная складчатость является частично результатом ундуляции осей складок. Эти структуры перекрываются здесь вулканогенным олигоценом, слагающим пологую синклиналь общекавказского простирания. Таким образом, для указанных складок верховья р. Нахичеван-чай устанавливается точно верхнеэоценовый возраст.

Следует указать, что складки северо-восточного (антикавказского) простирания наблюдаются также в районе «Волчьих ворот» (к югу от сел. Садарак), сложенном девонскими отложениями, а широтная складка—в нижнем течении р. Веди, в верхнемеловых и эоценовых породах. Далее к западу эти складки заворачивают к юго-западу, принимая таким образом дугообразную форму (район к востоку от Еревана).

Плоскости надвигов в большинстве случаев падают полого на юго-запад, при этом сильнее дислоцированы надвинутые палеозойские отложения. На основании этого факта можно сделать заключение об общем движении масс с юго-запада на северо-восток. Затем можно предполагать, что в обоих указанных районах эти необычного простирания складки являются «приспособившимися» к какому-то древнему жесткому основанию.

У концов главного (яйджинского) надвига на северо-западе и юго-востоке, где он затухает, упираясь в поперечные по отношению к его простиранию сбросы, наблюдается вертикальное падение его плоскости.

Крупная интрузия Мегринского района выходит в ядре широкой антиклинали, северо-восточное крыло которой осложнено рядом второстепенных складок и разрывов, по которым проводится граница с вышеописанной зоной Армении.

На крайнем северо-западе рассматриваемой зоны, в приереванском районе, констатируется складчатость исключительно антикавказского простирания.

Здесь к северу от города, в районе Канакерского плато, наблюдается весьма пологая синклиналь, сменяющаяся далее на северо-западе, по ущелью р. Занги и по левую ее сторону, двумя довольно крутыми и сближенными антиклиналями и соответствующими им синклиналями необычного северо-восточного простирания. Эти складки расходятся веерообразно к северо-востоку, затухая в районе сел. Фонтан, т. е. вблизи района замыкания вышеописанной Арзаканской антиклинали.

В районе к юго-востоку от гор. Ереван складки необычного (антикавказского) простирания наблюдаются в бассейне р. Шор-агбюр и далее к востоку в предгорьях вдоль северной окраины долины р. Аракс. Эти складки переходят далее к востоку в широтные и затем сочленяются со складками обычного общекавказского простирания бассейна р. Веди.

Равнинная часть Нахичеванского района сложена породами соленосной толщи олигоцена и представляет в тектоническом отношении обширную наложенную мульду, шарнир которой падает сравнительно полого на запад—северо-запад. По северной периферии эта пологая синклиналь осложнена мелкой второстепенной складчатостью.

Резюмируя данные, характеризующие рассматриваемую тектоническую зону, можно сделать следующие выводы. Описываемая зона представляет в северной своей части крупную антиклиналь, а в южной—соответственную ей синклиналь; и та, и другая осложнены второстепенной складчатостью различного масштаба. Оси синклиналей имеют в большей восточной части района общекавказское простирание; на северо-западе же они испытывают плавный дугообразный загиб к юго-западу.

В палеозойское и триасовое время эта зона представляла единую геосинклиналь, которая, однако, испытывала довольно значительные вертикальные колебания, обусловившие некоторую смену фаций и фаун; самая глубокая часть геосинклинали находилась, видимо, в районе сел. Дагназ (мощность верхней перми здесь около 400 *м*, а в Джульфинском ущелье мощность всей перми, фаунистически хорошо охарактеризованной, всего 40—50 *м*).

В верхнетриасовое время (норийский век) наступает, видимо, первая фаза диастрофизма, обусловившая геоантиклинальные тенденции зоны в течение юры и нижнего мела; лишь местами шло в это время накопление осадков (небольшой мощности) морского типа (доггер в Джульфинском ущелье, альб у Книшика и др.). В верхнемеловое время морской бассейн захватывал, видимо, всю территорию рассматриваемой зоны, причем осадки верхнего сенона имеют местами флишевый характер. В начале эоценового периода начинают проявляться геоантиклинальные тенденции, особенно резкие в юго-западной части зоны и обусловившие здесь отсутствие всего нижнего эоцена (район ст. Неграм); на севере же, в верховье р. Джагри, известен полный его разрез, согласный с сеноном, но в иной фации (известково-песчаниковой; сенон—в известняковой).

В конце эоценового времени происходит, в результате пиренейской орогенической фазы, новая перестройка зоны: на северо-востоке преобладают геоантиклинальные тенденции—идет накопление вулканогенных толщ олигоцена, а на юго-западе—в морской лагуне (?) отлагаются синхроничные им породы соленосной толщи.

Далее, в течение неогена и четвертичного времени шло общее поднятие всей зоны, отчасти прерванное образованием продольного прогиба в среднем течении р. Аракс, где и в настоящее время продол-

жается накопление значительных толщ галечников, песков и суглинков.

Следует указать на следующие характерные особенности геологического строения зоны Армении и Нахичеванской зоны. В обеих указанных зонах в западной их части под верхнемеловыми отложениями выступают метаморфические сланцы верхнего докембрия—нижнего палеозоя. Эти же образования обнажаются из-под вулканогенного нижнего сенона и в бассейне среднего течения р. Тертер; юрские образования там отсутствуют.

На юго-востоке же этой зоны юрские отложения имеют широкое развитие, что позволяет наметить здесь интрагеосинклиналь указанного времени. Распространялись они, видимо, и в пределы Нахичеванской зоны, окаймляя древнее поднятие.

28. Талышская зона представляет в тектоническом отношении антиклинорий, расчленяющийся на ряд складок второго порядка. Вдоль северо-восточного края зоны протягивается ряд крупных разрывов, плоскости которых падают круто к югу (движение горных масс шло к северу).

Сложена зона исключительно третичными отложениями (палеогена и миоцена); лишь в одном пункте, на крайнем юго-востоке зоны, в ядре Астаринской антиклинали обнажаются известняки верхнего сенона. Основная роль в сложении области принадлежит мощной, в значительной степени вулканогенной толще эоцена и несколько менее мощной песчаниково-глинистой серии майкопа (олигоцена—нижнего миоцена).

В строении северо-восточной части зоны (астрахан-базарский синклинорий В. Е. Хаина), пограничной с Куринской впадиной, принимают участие и более молодые горизонты миоцена, до верхнего сармата включительно, а также акчагыл. Здесь наблюдается ряд крупных складок, сопровождаемых разрывами, опрокинутых к северо-востоку, т. е. в сторону Мильско-Муганского поднятия.

Общая мощность палеоцена и эоцена Талыша достигает 4 *км*, а олигоцена и нижнего миоцена (т. е. майкопа)—2—2,5 *км*, что свидетельствует о значительном масштабе погружения.

По данным Ш. Ф. Мехтиева и А. С. Байрамова, ось максимального воздымания антиклинория Талышской зоны проходит наискось к общему простиранию антиклинория и слагающим его складкам, будучи направлена с северо—северо-запада на юг—юго-восток. Такое же направление имеет и восточная граница горной системы, т. е. граница сопряженной с нею зоны погружения.

В настоящее время можно разрешить вопрос о геотектоническом положении Талышской зоны, неоднократно дебатировавшемся в литературе. Одни исследователи считали ее продолжением складок Карабаха, другие же рассматривали ее как продолжение или аналог Аджарид. Кроме того, существовала еще наименее вероятная точка зрения, что геотектоническая область Талыша является продолжением тектонической зоны бассейна р. Иори, т. е. ответвлением Главного Кавказского хребта.

Все эти вопросы обстоятельно разработаны Ш. Ф. Мехтиевым и А. С. Байрамовым; упомянутые авторы в результате анализа фациальных особенностей области, направления складок и возраста складчатости, а также географического положения пришли к правильному выводу, что Талыш является продолжением Малого Кавказа (Сомхетско-Ганджинско-Карабахской зоны); но при этом они отмечают, что Талыш примыкает к системе Эльбурса и по своей истории развития и структуре является аналогом Аджаро-Триалетской системы. Однако эта аналогия не может служить доказательством непосредственной связи этих двух геотектонических зон, хотя бы и в виде соединительного звена, погре-

бенного под новейшими осадками Кура-Араксинской депрессии. На участке между гор. Акстафой и Ждановском нижний палеоген выражен в существенно иных фациях, чем в Талыше или Триалетах. Талыш и Аджаро-Триалетская зона представляют собою наиболее резко прогибавшиеся и характеризовавшиеся интенсивным вулканизмом звенья палеогенового краевого прогиба Малокавказско-Эльбурского поднятия; в этом и следует видеть причину особенностей их развития и структуры.

А. Т. Асланян (1958, стр. 301) считает, что его Севанский оротектонический пояс в составе всех своих трех зон является непосредственным продолжением системы Эльбурса, причем траверсом между ними служит Иранский Талыш. В силу вышеизложенного отчетливо видно, что эти системы кулисообразно смещены, а не соединяются по крутому изгибу, как показано на схеме упомянутого автора (1958, стр. 310).

VI. **Депрессия среднего течения р. Аракс.** Указанная депрессия представляет северный край следующей к югу новой крупной тектонической зоны первого порядка—Анатолийско-Иранского межгорного прогиба, отвечающего так называемым Тавридам по схеме П. Арни (1939). Эта зона в своем развитии на юго-западе характеризуется, по упомянутому автору, спорадически и всегда ограниченным развитием верхнего мела и эоцена, весьма ограниченным распространением слабо складчатого миоцена, проявлением древних осадочных масс (палеозоя и мезозоя) в форме покровных единиц, а также широко развитым метаморфизмом.

В морфологическом отношении депрессия Аракса расчленяется на две котловины—Араратскую и Нахичеванскую, испытавшие вертикальные колебательные движения разной амплитуды и продолжительности; разделены они несколькими изолированными грядами (Волчьи ворота), сложенными среднедевонскими породами, образующими складки антикавказского направления.

Араратская котловина выполнена мощными (около 300 *м*) озерно-речными накоплениями верхнего плиоцена—постплиоцена и современными аллювиально-пролювиальными наносами. Скрытые под ними древние породы представлены (по данным бурения) метаморфическими сланцами верхнего протерозоя, песчаниково-карбонатной толщей девона, глинисто-песчаниковыми свитами эоцена и вулканогенной толщей олигоцена. Эоцен местами залегает непосредственно на протерозое. Эта котловина формировалась в течение всего четвертичного времени, так как галечники всех четырех террас плавно погружаются под современный аллювий р. Аракс.

Нахичеванская котловина отличается от предыдущей почти полным отсутствием озерно-речных накоплений, но речные террасы левобережья долины Аракса здесь также плавно погружаются к югу под современный его аллювий и четвертичные лавы. Древние породы здесь представлены мощной гипсо-соленосной толщей олигоцена—миоцена (?), слагающими так называемую наложенную мульду, осадочно-вулканогенными свитами эоцена и мощным песчаниково-карбонатным комплексом девона—карбона—перми—триаса. Отложения юры и верхнего мела здесь, видимо, отсутствуют (выклинивались) и развиты лишь далее к северо-востоку, в Нахичеванской зоне.

Здесь же следует отметить, что следующая к востоку Джульфинская котловина Аракса, входящая в Нахичеванскую зону, является наиболее молодой; направление ущелья р. Аракс, ниже Джульфы и Ордубада, является унаследованным.

В отношении тектонического строения и происхождения Араратской котловины существуют различные мнения. Одни исследователи считали

ее своеобразным грабеном, другие овоидом оседания, третьи же полагали, что она в отношении происхождения и геологического строения ее основания разнородна.

Араратскую котловину нельзя отрывать от ее геоморфологического и генетического аналога—Нахичеванской котловины. Анализ литологии слагающих эти котловины пород и их мощностей показывает, что это типичные синклинальные прогибы с относительно неоднородным тектоническим строением субстрата—в области сочленения двух различных тектонических зон. Формирование этих котловин началось еще с начала палеогена.

ВЫВОДЫ

Сравнивая между собою горные сооружения Большого и Малого Кавказа, естественно, приходим к выводу, что они резко отличаются как по фациям отложений, так и в структурном отношении.

Отчетливо выявляется совершенно отличный тип тектоники Большого Кавказа и его подчиненное значение ко всему Средиземноморскому орогену.

Большой Кавказ не является частью Альпийской геосинклинали, а вместе с Крымом—самостоятельной геосинклиналью, в которой накапливались ей свойственные осадки, отличные от средиземноморских и более близкие по фациям, отложениям средней части СССР и Северной Германии.

Антиклинорий Большого Кавказа отчетливо погружается и замыкается как к северо-западу, так и к юго-востоку. Продолжением его, кулисообразно смещенным к северо-западу, является Горный Крым.

В своем общем построении Большой Кавказ резко отличается от Альп отсутствием широко развитой покровной структуры и видимым движением масс не на север, как в Альпах, а на юг (может быть, сходен с Пиренеями).

Малый Кавказ по фациям и формам тектоники неразрывно связан с Анатолией; видимое перемещение масс в нем происходило на север. Главное отличие антиклинория Малого Кавказа от Большого заключается в большей близости и обнаженности жесткого субстрата.

Далее, существенным характерным отличием Малого Кавказа от Большого является значительно большее расчленение первого на отдельные частные геосинклинали и геоантиклинали (интрагеосинклинали и интрагеоантиклинали). Вследствие этого значительное поднятие и складкообразование привели на Большом Кавказе к созданию единой и цельной складчатой формы высшего порядка—мощного антиклинория, а в Малом Кавказе получился ряд индивидуальных форм, развитие которых шло разновременно и поэтому тектоника последнего приобрела нестройный характер (распад на отдельные, кажущиеся обособленными компоненты).

Сравнивая вышеописанные тектонические зоны Малого Кавказа между собою, замечаем следующие их особенности.

В Аджаро-Триалетской и Сомхетско-Ганджинско-Карабахской зонах разрез начинается с нижней юры, залегающей на метаморфических породах верхнего докембрия—нижнего палеозоя; в складчатой зоне Армении на северо-западе на последних залегают верхнемеловые и третичные отложения, в Нахичеванской зоне присутствуют девонские, каменноугольные и пермские образования, а в депрессии Аракса (Ереванская котловина) отложения палеогена местами подстилаются породами докембрия. Все эти зоны построены асимметрично (южные границы представлены разрывами) и в каждой из них отмечается нарастание

тектонических напряжений с юго-запада на северо-восток, что говорит об общем движении масс в том же направлении.

Большой интерес представляют складки антикавказского направления различного возраста; обусловлены они различным гипсометрическим положением древнего субстрата, разбитого на ряд разноориентированных глыб в результате предшествовавших фаз оро- и эпирогенеза. Эти древние структуры, будучи не везде «переварены», обусловили местами «поперечное строение» (см. ниже).

Антиклинорий Малого Кавказа погружается к юго-востоку и отчетливо замыкается по левобережью р. Аракс. Продолжением его далее к юго-востоку, кулисообразно смещенным, является Талыш, переходящий затем в цепи Эльбурса.

Указанные четыре зоны, обладающие каждая своими специфическими чертами тектоники, входят в северную часть Средиземноморского орогена. Движение масс в них происходило с юга на север. Они группируются попарно в два тектонических комплекса, разделенных крупным Муровдагским (Севанским) надвигом (поддвигом).

На территории Турции (Анатолии) Аджаро-Триалетская зона отвечает северной части (приморской) так называемых Понтид (П. Арни, 1939); Сомхетско-Ганджинская зона отвечает южной части Понтид, а Армянская зона—Анатолидам. Нахичеванская зона и депрессия Аракса отвечают Тавридам П. Арни.

Упомянутый надвиг Малого Кавказа отвечает там «пафлагонскому рубцу» Новака (1932), который там также является северной границей развития верхнеэоценовых интрузий ультраосновных пород.

В. Е. Хаин (1949) предложил другую схему расчленения Анатолии и Малого Кавказа; он выделяет на юге лишь две структурные зоны: 1—поднятие Малого Кавказа и 2—Анатолийско-Иранский межгорный прогиб. Северный край последнего захватывает Нахичеванскую зону Малого Кавказа. Главное различие между нашей схемой и схемой В. Е. Хаина заключается в том, что в качестве аналога Понтид Анатолии и Иранского Эльбурса в Закавказье указанным автором принимается весь Малый Кавказ, а самая южная, Нахичеванская зона рассматривается им как аналог Анатолид Арни.

Такая концепция упомянутого автора не выдерживает критики; при таком варианте зона Анатолид Арни должна пересекаться южной границей Понтид почти вкрест простиранию (см. схему Арни), а затем В. Е. Хаин принял без должной критики данные Тромпа (1947), который протягивает так называемый «пафлангонский рубец» Новака (1932), не упоминаемый В. Е. Хаином, через Эрзингян и Эрзерум в долину Аракса, в то время как эта крупнейшая тектоническая линия Анатолии отвечает в точности вышеописанному надвигу Малого Кавказа. Любопытно отметить, что и в Анатолии это нарушение, проходящее через Ольты, Байбурт, Токат, Амасию и севернее Анкары, является северной границей распространения ультраосновных пород верхнеэоценового же возраста.

Другой пояс ультраосновных пород Анатолии среднемелового (?) возраста, богатый хромитами, приурочен к более южной зоне.

Далее, следует вкратце остановиться на так называемой поперечной складчатости, которой некоторые исследователи придают большое значение.

Почти во всех тектонических схемах фигурирует так называемое Ставропольское меридиональное поднятие. В действительности, это не антиклинальное выпучивание близмеридионального простирания, а пологие брахискладки общекавказского и близширотного направления (см. рис. 1). Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин (1963) выделяют ныне

вместо поднятия—Ставропольский свод, который расчленен на ряд второстепенных поднятий (Кугультинское, Северо-Ставропольское, Янкульское) и Невинномысскую антиклинальную зону, близширотного и общекавказского направления.

Детальные геологические исследования последних лет, сопровождавшиеся глубоким бурением и геофизическими работами, показали, что преобладающие простирания складок всюду широтные и близширотные (длина их до 20—30 *км*).

Его нельзя назвать ни антиклинальным поднятием, ни антиклинальной складкой; осевая линия этого предполагавшегося близмеридионального поднятия проводилась по наибольшим местам подъема шарниров широтных складок.

Далее, Л. А. Варданянц (1955) выдвинул идею о динамической связи Дагестанского выступа («клина») с Шамхорским выступом северного склона Малого Кавказа. Он считает, что принадлежность обоих выступов к поперечным структурам обосновывается в литературе также анализом фаций и мощностей отложений и что оба выступа, вероятно, представляют результаты вдавливания к северо-востоку северной оконечности Аравийской платформы. Но с такой гипотезой никак не вяжется удивительная прямолинейность структур южного склона Большого Кавказа; кроме того, давление платформы на такое расстояние (700 *км*) не вяжется с законами механики пластичных тел.

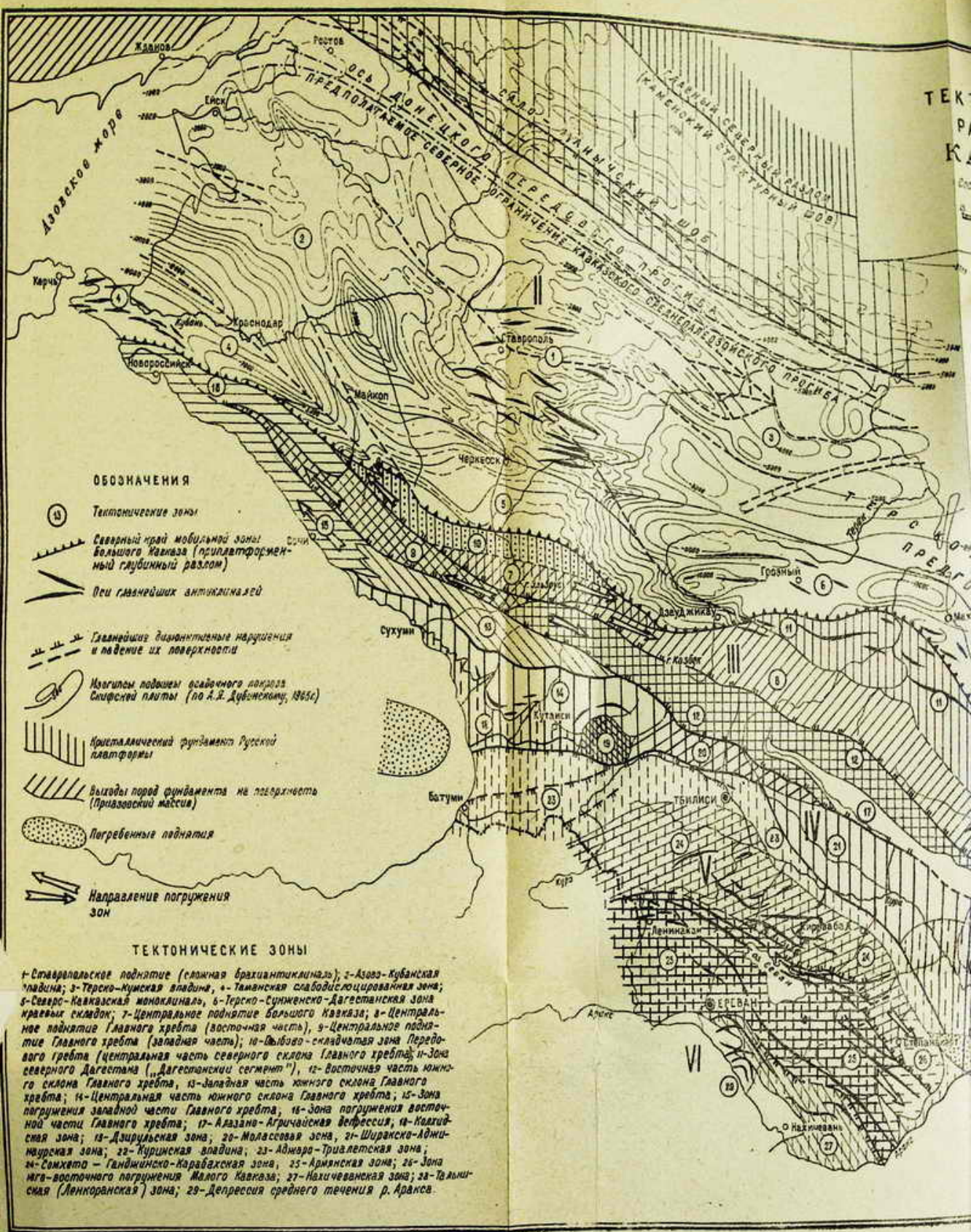
В Турции и Иране большое значение поперечной складчатости придавали Э. Парежас (Ed .Parejas, 1940) и И. В. Шредер (S. W. Schroeder, 1944). Указанные авторы расчертили всю Малую Азию и Иран параллельными линиями поперечных поднятий и опусканий, причем в основу этой концепции были механически положены данные, полученные первым из указанных авторов в Швейцарии, при изучении им только одного поперечного поднятия в районе Женевы.

Э. Парежас считает, что поперечная структура является глубинной складкой орогенной зоны, переходящей с одного континента на другой и «опирающейся на отдаленные противодействия» (надо полагать, края платформ.—К.И.).

Совершенно непонятен механизм передачи давления на столь большие расстояния; ведь при давлении сближающихся (?) платформ, т. е. при поперечно направленных силах, жесткая масса (массы?), подстилающая более пластические массы орогена, должна для сокращения пространства или прогибаться в продольные волны, или раскалываться по трещинам в направлении давления и диагональным, с образованием ряда различно ориентированных блоков; последние, в зависимости от падения плоскостей трещин, будут раздвигаться и сдвигаться по самым разнообразным направлениям и ни в коем случае не смогут «уложиться» в правильные параллельные поперечные ряды, обусловливающие поперечные поднятия и опускания Э. Парежаса и И. Шредера. Необходимость возникновения диагональных разрывов «позади фронта перемещений» убедительно доказывает для Копет-дага П. И. Калугин (1945).

Указанные авторы, увлеченные своей идеей, соединили различные структуры по их случайному, чисто внешнему сходству, подобно тому, как в свое время Ф. Освальд (1916) расчертил весь Кавказ, соединив прямыми линиями различные разновозрастные и разнотипные вершины (вулканические и эрозионные) разных тектонических зон.

Указываемые И. Шредером поперечные структуры Ирана в пределах Кавказа не улавливаются, так как их нельзя, конечно, параллелизовать с наблюдаемыми там поперечными перегибами шарниров глав-


Ростов
Ейск
Краснодар
Ставрополь
Майкоп
Черкесск
Грозный
Сухуми
Кутаиси
Батуми
Тбилиси
Ереван
Ленинакан
Нахичевань
Дзауджикау
Дзуарикау
Дзегам
Урух
Аракс
ОБОЗНАЧЕНИЯ
Тектонические зоны
Северный край мобильной зоны Большого Кавказа (приплатформенный глубинный разлом)
Оси главнейших антиклиналей
Главнейшие дизъюнктивные нарушения и падение их поверхности
Изогипсы подошвы осадочного покрова Скифской плиты (по А.Я. Дубинскому, 1965г)
Кристаллический фундамент Русской платформы
Выходы пород фундамента на поверхность (Приазовский массив)
Погребенные поднятия
Направление погружения зон
ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ
1-Ставропольское поднятие (сложная брахиантиклиналь); 2-Азово-Кубанская впадина; 3-Терско-Кумская впадина; 4-Таманская слабодислоцированная зона; 5-Северо-Кавказская моноклиналь, 6-Терско-Сунженско-Дагестанская зона краевых складок; 7-Центральное поднятие Большого Кавказа; 8-Центральное поднятие Главного хребта (восточная часть), 9-Центральное поднятие Главного хребта (западная часть); 10-Сводово-складчатая зона Переднего хребта (центральная часть северного склона Главного хребта); 11-Зона северного Дагестана („Дагестанский сегмент"), 12-Восточная часть южного склона Главного хребта, 13-Западная часть южного склона Главного хребта; 14-Центральная часть южного склона Главного хребта; 15-Зона погружения западной части Главного хребта, 16-Зона погружения восточной части Главного хребта; 17-Алазано-Агричайская депрессия, 18-Кахетинская зона; 19-Дзирульская зона; 20-Молассовая зона, 21-Ширакско-Аджинаурская зона; 22-Куринская впадина; 23-Аджаро-Триалетская зона; 24-Сомхето – Гандзинско-Карабахская зона, 25-Армянская зона; 26-Зона юго-восточного погружения Малого Кавказа; 27-Нахичеванская зона; 28-Талышская (Ленкоранская) зона; 29-Депрессия среднего течения р. Аракса.

ных структурных единиц. При этом последние и не попадают на продолжение направлений поперечных структур Э. Парежаса и И. Шредера.

По нашему мнению здесь, как и на Кавказе, протекали сложные колебательные движения, обусловившие разнообразие фаций и смену мощностей, причем большое значение имели срединные массивы, роль которых упомянутыми авторами не учтена.

Из анализа геологической карты Кавказа и схемы тектонического районирования этой области отчетливо вытекает, что здесь имели место неоднократные перемещения крупных тектонических глыб, ограниченных разломами, которые неоднократно омолаживались. Некоторые из этих глыб имели удлиненную форму, концы их представляются в виде клиньев (зона южного склона, Аджаро-Триалетская). Воздымание этих глыб, естественно, не могло быть одинаковым по всей их длине, они имели уклон в ту или другую сторону, были разнонаправленными, почему на них и отлагались в соответствии с этим осадки разных возрастов и в различных фациях и мощностях.

Некоторые крупные разломы, несомненно, кулисообразно смещались. На карте и схеме отчетливо видно, что сопряжение глыб происходило только по диагональным разломам. Крупных разломов (регионального порядка) меридионального направления на Кавказе нигде не констатировано.

Очередной задачей дальнейших детальных геотектонических исследований должно являться выяснение взаимоотношений различных зон с помощью структурно-фациального анализа.

В заключение необходимо указать, что вышеописанные тектонические элементы, прошедшие разнообразные стадии образования, проявляют ныне различную степень сейсмической активности. Некоторые из них консолидированы (пояс изоклинальной складчатости с его многочисленными интрузиями гипербазитов), другие же при эпейрогенических поднятиях горного сооружения «омолаживаются».

Замечено, что очаги землетрясений приурочены, главным образом, к крупным разломам (Ленинакан и др.) и местам сопряжения структур разных направлений (Ереван и др.). Интенсивность землетрясений не превышает 6—8 баллов.

На основании анализа всего материала по региону к нему наиболее применима геотектоническая теория Беммелена, так как она дает синтез генетических соотношений между всеми различными геологическими, вулканическими и геофизическими феноменами, объединяя их все вместе в общем представлении основного геотектогенеза, подчеркивающего непрерывность деформации земной коры.

3. ОРОГЕНИЧЕСКИЕ ФАЗЫ, ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ, НОВЕЙШИЕ ДВИЖЕНИЯ

Ни одно явление не объясняется само по себе и из себя самого—только многие явления, будучи рассмотрены совместно и расположены методически, дают в конце концов нечто, что может иметь ценность теории.

Гёте

Сводки и обобщения по указанным вопросам выполнялись за советский период исследования Кавказа неоднократно, в соответствии с различными этапами его геологического изучения. Однако восстановить полностью историю геологического развития Кавказа затруднительно, так как древнейшие породы этого горного сооружения представлены

кристаллическими сланцами, еще мало расчлененными, возраст которых до настоящего времени еще в достаточной степени не уточнен.

На протяжении всей истории своего развития Кавказ представлял собою развивающуюся подвижную зону с многочисленными периодами осадконакопления, видоизменявшуюся мощными складкообразовательными и глыбовыми движениями, сопровождавшимися обычно проявлениями вулканизма как в эффузивной, так и в интрузивной форме, обусловившими крайне неравномерное распределение мощностей отдельных комплексов и их свойств в отношении формирования тех или иных структур. Особенную роль играли при этом крупные разновозрастные интрузивные тела, а также срединные (внутренние) массивы, возникавшие в центральных частях геосинклинальных областей; они оказывали влияние на дальнейшую их историю. Ярким примером срединного массива на Большом Кавказе являются Эльбрусский и Дзирульский, а на Малом Кавказе—Мисханский, Арагацский и Локский (Джандарский).

Наблюдаемая в настоящее время тектоническая картина страны является результатом весьма длительного постепенного формирования всего горного сооружения в целом.

На территории Кавказа зоны с особенно интенсивными диастрофическими проявлениями (Главный хребет, Аджаро-Триалетия, Центральная Армения) перемежаются с зонами с более мягкими формами тектоники (Предкавказье, Сомхетско-Ганджинская зона). Различие структур указанных зон обусловлено разновременностью и разной интенсивностью тех медленных колебательных движений земной коры, которые обычно обозначаются термином эпейрогенических движений (эпейрогенеза); ими обусловлены мощность осадков и их фациальный характер, определяющие, в свою очередь, в дальнейшем, формы складчатости.

В истории геологического развития Кавказа намечаются пять этапов кардинального изменения в пространственном размещении структур и обусловленных ими проявлений магматизма; ими являются: 1—докембрийско-каледонский, 2—нижнеюрский, 3—верхнеюрский, 4—верхнеэоценовый и 5—нижнемиоценовый. Констатирован также ряд второстепенных промежуточных этапов, имеющих местное значение. Для Большого Кавказа отмечаются, в отличие от Малого Кавказа, ряд орофаз в палеозое (см. рис. 3 и 4).

Ниже делается попытка выявить значение в истории геологического развития Кавказа различных орогенических фаз, начиная с докембрия, и связь с ними интрузивного магматизма. Любопытно отметить, что количество эффузивных вулканических циклов (около 30) значительно превышает число интрузивных магматических циклов; при этом соотношение количества эффузивных и интрузивных циклов Большого и Малого Кавказа обратное (27 : 33 и 10 : 6).

1. Докембрийская эра. Отложения этого времени представлены на Кавказе разнообразными глубоко метаморфизованными породами. Большинство этих образований—гнейсов и кристаллических сланцев—первоначально было нормально осадочными породами; следовательно, в то время территория Кавказа была покрыта морем. Различные фации отложений и их колоссальная мощность позволяют говорить о геосинклинальном типе накопления и соответствующем вулканизме.

Протерозойские интрузии имели, видимо, преимущественно гипабиссальный и экструзивный характер.

Можно полагать, что в течение докембрия и нижнего палеозоя на территории Кавказа существовала крупная единая геосинклиналь. Интенсивные нижнепалеозойские (каледонские) орогенические движения обусловили сильную складчатость, внедрение габброидных и гранитоидных интрузий и расчленение этой обширной области накопления мощ-

ных осадков на три геосинклинали: 1—Северо-Кавказскую; 2—Южного склона Большого Кавказа; 3—Южной Армении и две геоантиклинали: 1—Главного хребта и 2—Закавказья.

В дальнейшем все породы докембрия подверглись глубокому региональному метаморфизму, а также контактовому под воздействием новых, более молодых интрузий. Эта консолидированная жесткая платформенная оболочка служила в последующем субстратом для герцинских и альпийских глубинных структур.

2. Кембрийский и ордовикский периоды. Отложения кембрия и ордовика на Кавказе пока встречены в незначительном числе пунктов, причем ордовик фаунистически еще не доказан. Далее отложения эти трудно отличимы, с одной стороны, от пород, относимых к позднему докембрию, а с другой—от метаморфических пород готландия и девона.

Отношение осадочной серии нижнего палеозоя к позднему докембрию в Большом Кавказе не ясно. Нижнепалеозойская серия (мощностью до 3000 *м*) представлена осадочно-вулканогенным геосинклинальным комплексом; терригенные осадки превращены в метаморфические сланцы и кварциты; местами наблюдаются горизонты мраморизованных известняков. Вулканогенные породы превращены в порфироиды и туфосланцы. Характерными для Б. Кавказа являются породы с альбит-хлорит-серицит-эпидот-актинолитовой ассоциацией минералов.

Метаморфические сланцы территории Армении образовались путем регионального метаморфизма из осадочных, эффузивных и интрузивных пород. Местами они изменены молодыми интрузиями. Тип накопления осадков был несомненно геосинклинальный.

Первую орогеническую фазу на Северном Кавказе относят к позднему ордовику или раннему силуру (древнекаледонская фаза), судя по галькам пород нижнепалеозойского метаморфического комплекса в нижнедевонском (?) конгломерате.

Этот вывод подтверждается также и тем, что посленижнесилурийские породы метаморфизованы менее по сравнению с нижнепалеозойскими.

О наличии на Кавказе интрузивных пород, связанных с указанной древнекаледонской фазой диастрофизма, достоверных данных пока не имеется. На Малом Кавказе к этому возрасту предположительно можно отнести гнейсовидные граниты Арзаканского района, прорывающие образования верхнего протерозоя—нижнего палеозоя.

3. Силурийский период. Отложения этого времени известны лишь на Большом Кавказе на незначительных площадях; представлены толщей филлитов с прослоями кварцитов, порфиритов и несколькими горизонтами известняков с богатой фауной, отвечающей двум верхним ярусам готландия. Отложения силура переходят согласно (?) в образования девона; орогенической фазы на их границе не констатировано.

Интрузивная вулканическая деятельность в силуре на Большом Кавказе не проявилась. На Малом Кавказе с орогенической фазой на границе силура и девона (новокаледонской) можно предположительно связывать образование кварцевых диоритов Агверанской интрузии в Армении.

4. Девонский период. К нижнему и среднему девону на Большом Кавказе относится мощная (свыше 5000 *м*) толща метаморфизованных пород вулканогенно-осадочной серии (конгломератов, эффузивов, песчаников, сланцев, с подчиненными горизонтами известняков) Нахождение этих осадков в зоне Передового хребта на протяжении свыше 160 *км* говорит о бывшей здесь депрессии, параллельной совре-

менному Кавказу; судя по распределению грубо-обломочных фаций, суша (снос материала) находилась к северу от нее.

Крупное несогласие и трансгрессивное залегание отложений верхнего девона обусловлено проявлением предверхнедевонской орогенической фазы; с ней теперь связывается внедрение интрузивных пород так называемого Уруштенского комплекса (от ультраосновных до кислых включительно).

Отложения верхнего девона представлены на Большом Кавказе в основном терригенными фациями с локально распространенными прослоями известняков и эффузивов.

В орогеническую фазу на границе верхнего девона и нижнего карбона (бретонскую) происходит формирование «красных» гранитов и всего комплекса сопровождающих их пород до ультраосновных включительно.

На Малом Кавказе орогенические фазы в девоне отсутствовали (?).

5. Каменноугольный период. В течение раннекарбонового времени до визе на Большом Кавказе продолжалось накопление геосинклинальных осадков, представленных эффузивами, песчаниками, сланцами, конгломератами и известняками; весь комплекс пород ныне относительно слабо метаморфизован. Мощность осадков нижнего карбона около 4000 *м*. С готландия же по ранний карбон включительно в геосинклинали Большого Кавказа накопилось осадков до 6—7 *км* мощности, а в Армянском прогибе Малого Кавказа со средины девона по ранний карбон—около 2 *км*.

Фаунистически охарактеризованные породы визе залегают непосредственно на древних кристаллических сланцах, что свидетельствует о протекавших здесь крупных дислокациях предвизейского времени, за которыми проследовала обширная трансгрессия.

С этой орогенической фазой (судетской) связано внедрение «серых» гранитов («гранитов Главного хребта») и всего комплекса сопутствующих им пород. Можно полагать, что складки в нижнем карбоне связаны с указанными движениями и позже не претерпели значительного усложнения.

На Малом Кавказе с судетской фазой связывают внедрение так называемых «белых» (лейкократовых) плагиогранитов Мисханского района в Армении.

Отложения среднего и верхнего карбона приурочены, главным образом, к зоне Передового хребта (от р. Белой до р. Чегем, на протяжении 250 *км*), достигая мощности 1300 *м*. Средний карбон представлен преимущественно песчаниками, глинистыми сланцами с прослоями каменных углей и туффитами; конгломераты редки. В верхнем карбоне преобладают песчаники и конгломераты; это озерные и болотные фации, обломочный материал поступал с юга.

Как в среднем, так и в верхнем карбоне констатируются проявления вулканизма, обусловившие присутствие в разрезе покровов кварцевых порфиров и их туфов.

Данные разведки Толстобугорского месторождения каменного угля (бассейн р. Большой Зеленчук) показали наличие тектонической фазы между средним и верхним карбоном (астурийская фаза). Отложения карбона сильно размыты во время обширной нижнепермской трансгрессии, почему они сохранились сравнительно небольшими участками.

6. Пермский период. В конце карбона и в начале перми на территории Большого Кавказа протекала крупная орогеническая фаза, в результате которой более древние образования были интенсивно дислоцированы. Вслед за этой фазой последовала крупная трансгрессия; местами же, вследствие дифференцированных погружений отдельных

блоков субстрата, имела место ингрессия нижнепермского моря (К. В. Миклухо-Маклай, 1954).

Анализ нижнепермской фауны Большого Кавказа показал, что нижняя толща серых песчаников и конгломератов формировалась в прибрежно-морских условиях. Формирование же нижней красноцветной толщи происходило уже в мелководных бассейнах озерного типа. В конечном этапе накопления этой толщи в бассейне рр. Большой Лабы и Кубани блоковые движения привели к покровным излияниям эффузивов и накоплению туфовых толщ.

В период образования верхней красноцветной толщи условия осадконакопления существенно изменились в результате усиления поднятий в зоне Главного хребта.

Основной областью питания обломочных толщ нижней перми была зона устойчивых поднятий Главного Кавказского хребта. Меньшее значение, как область размыва, по-видимому, имело Предкавказское поднятие, возникшее еще в среднем карбоне и существовавшее до апта.

Верхняя пермь представлена уже морскими отложениями, залегающими несогласно на породах различного возраста, что свидетельствует о наличии предшествовавших довольно крупных тектонических движениях (предверхнепермская фаза).

С предверхнепермской фазой диастрофизма некоторые исследователи связывают небольшие интрузии гор Ятыргварты и Магишо (между рр. Большая и Малая Лаба). Комплекс этих пород отличается большим разнообразием: основные эвкриты, габбро, габбро-диориты, монцониты, гранодиориты, граниты.

7. Триасовый период. Отложения триасового времени обнажаются в Большом Кавказе только в его северо-западной части, на сравнительно небольшой площади. Залегают они там резко несогласно и трансгрессивно на различных более древних породах, вплоть до нижнепалеозойских, что свидетельствует о весьма интенсивных предшествовавших тектонических движениях (пфальцская фаза) и последующей трансгрессии. Перерыв в осадконакоплении отвечает, по-видимому, верхам верхней перми и низам нижнего триаса.

Большая мощность (до 1500 *м*) осадков триаса (известняки, мергели, глины и песчаники) говорит о геосинклинальном характере прогиба, существовавшего, по В. Н. Робинсону, на месте так называемого Передового хребта. Вулканических проявлений в эффузивной форме среди отложений триаса не констатировано, равно как и интрузий, связанных с лабинской и древнекиммерийской фазами.

На Малом Кавказе триасовые отложения пластуются согласно с пермскими и обладают значительной мощностью (свыше 2 *км*).

Из вышеизложенного явствует, что геологическая история Большого и Малого Кавказа в течение палеозойского и триасового времени существенно отлична.

Герцинский этап начинается на Большом Кавказе в силуре и разделяется на три подэтапа: 1—раннегерцинский (силур—средний девон); 2—среднегерцинский (верхний девон—нижний карбон) и 3—позднегерцинский (средний карбон—триас), отвечающих собственно геосинклинальному и орогенному подэтажам и разделенных крупными региональными перерывами.

В течение первых двух из указанных подэтапов происходило накопление терригенных, вулканогенных (спилито-кератофировой) и карбонатно-терригенных формаций, а в следующем—континентальных угленосных, красноцветных молласовых и наземно-вулканогенных (порфиритовая) формаций.

Перерыв в конце верхнего карбона обусловлен был местными складкообразовательными движениями; перерыв в нижней перми сопровождался более слабыми проявлениями складчатости, но значительными вертикальными перемещениями. Перерыв перед верхней пермью был вызван плавным поднятием эпейрогенического характера. Последний перерыв приходится на конец пермского периода и начало мезозоя и обусловлен обширным по площади поднятием.

В указанные же этапы имела место усиленная интрузивная магматическая деятельность, обусловившая образование трех магматических комплексов—Уруштенского ($Д_2$—$Д_3$), «красных» гранитов ($Д_3$—$С_1$) и «серых» гранитов (гранитов Главного хребта; $С_1$—$С_2$).

Герцинский этап развития закончился на Большом Кавказе сформированием ряда крупных складок общекавказского направления.

К югу от Главного хребта, в Сванетском геосинклинальном прогибе, непрерывное осадконакопление шло в течение девона, карбона и перми; здесь накопились мощные морские, в основном терригенные осадочные и отчасти вулканогенные образования, которые были вовлечены в складчатость только перед нижней юрой.

К югу от Сванетского геосинклинального прогиба располагается Дзирульский кристаллический массив, являющийся обнаженной частью Закавказского срединного массива, представлявшего устойчивую приподнятую область начиная с конца докембрия. На Дзирульском массиве нижнепалеозойских или среднепалеозойских дислоцированных и метаморфизованных отложений не констатировано. К юго-востоку же—на Храмском массиве—обнаружены слабо метаморфизованные известняки визейского яруса. Возраст гранитоидных интрузий указанных массивов—средне- и верхнепалеозойский; они обусловили сильный контактовый метаморфизм в включающих сланцах верхнего протерозоя—нижнего палеозоя. В верхнем палеозое на площади Закавказского срединного массива местами возникали впадины с континентальным осадконакоплением.

К западу от него на месте Черного моря (предполагаемая суша) в течение палеозоя существовала сложная геосинклинальная система, состоящая из ряда прогибов и поднятий.

На Малом Кавказе герцинский этап развития разделяется на два подэтапа—раннегерцинский ($Д_2$—$С_1$) и позднегерцинский (Р—Т), разделенные значительным перерывом в осадконакоплении, соответствующем среднему—верхнему карбону.

Для нижнего этапа характерны известняковая формация среднего девона и терригенно-фосфоритовая формация верхнего девона—нижнего карбона. В пермо-триасовом подэтапе образовались известняковая формация перми—среднего триаса и угленосная формация верхнего триаса (Джирманис).

Для герцинского этапа на территории Малого Кавказа рельефно выделяются две области, резко различные по истории своего развития. На севере, в области Сомхетско-Ганджинской зоны (и Аджаро-Триалетии), отложения среднего и верхнего палеозоя полностью отсутствуют; только в районе Храмского кристаллического массива известны континентальные и вулканогенные образования среднего—верхнего карбона и перми (?). В южной же части Армянской тектонической зоны и Нахичеванской констатируется полный (?) разрез отложений от среднего девона до верхнего триаса включительно.

В продолжение всего среднего и верхнего палеозоя, а также триасе в геосинклинали Южной Армении протекает единый цикл осадконакопления, представленный мощным комплексом, главным образом, карбонатных пород (особенно в триасе). Северная граница этой геосинкли-

нали проходила, видимо, по линии Ереван—Раздан—Мартуни—Центральный Зангезур.

Разрез от среднего девона до среднего триаса включительно представлен здесь единой согласно пластующейся морской серией осадков с преобладанием карбонатных фаций, без всяких видимых следов перерыва между ними; лишь смена фаций и фаун и изменение мощностей говорят о протекавших колебательных движениях дна геосинклинали, в которой они отлагались.

Раньше здесь были установлены, на основании фауны, все отделы и ярусы соответствующих систем; ныне, на основании переопределения некоторых форм и нахождения новой фауны, доказывается отсутствие среднего и верхнего карбона и наличие в таком случае здесь скрытого перерыва в осадконакоплении (Р. А. Аракелян, 1952).

Досреднедевонский период на территории Малого Кавказа остается неясным из-за отсутствия соответствующих отложений; нижнедевонские образования вскрыты лишь в одном пункте—в структурной скважине района г. Дагна (в северо-западной части Нахичеванской АССР). Представлены они ритмическим чередованием глинистых сланцев, известняков и песчаников. Все породы характерного черного цвета, обычно углистые, графитизированные, нередко пиритизированные.

В течение среднего девона—нижнего карбона происходит непрерывное накопление осадков прибрежного характера; мощность отложений увеличивается к юго-западу.

В визейский век существенных изменений в условиях жизни бассейна не происходит; к концу же этого времени вся область постепенно и равномерно поднимается, выходит (?) из-под уровня моря, обусловив перерыв в осадконакоплении в течение всего среднего и верхнего карбона.

В пермский период вся область вновь приобретает геосинклинальную тенденцию, она покрывается мелким морем, наступавшим, видимо, с юго-востока; на это указывает однообразная карбонатно-фораминиферо-коралловая фация данного периода на всей территории Армении. В это время происходили и дифференциальные колебательные движения, констатируемые на основании изменения мощностей осадков и периодического изменения фауны (исчезновение кораллов и появление брахиопод).

Анализ последовательности фаун показывает, что в общем в каждую из трех эпох (девонскую, каменноугольную, пермскую) заметно углубление геосинклинали Армении; каждая эпоха начинается отложениями, близкими к литоральным, и заканчивается слоями значительных глубин, из которых элементы чисто неритические исчезают. На границе каждого периода происходит регулярное колебательное регрессивное движение, непосредственно за которым следует углубление.

В триасовый период западные части территории Армении имели тенденцию поднятия, а восточные и юго-восточные части—тенденцию опускания; на это указывает развитие мощных отложений триаса в карбонатной фации в юго-восточных частях Армении и Нахичеванского края.

В верхнем триасе завершается поднятие северо-западного и западного районов Армении и накопляются осадки норийского и карнийского ярусов в песчаниково-сланцевой угленосной фации, хорошо охарактеризованные фаунистически и флористически (район сел. Джирманис в верховье р. Веди).

Эти факты указывают на то, что первые крупные движения в единой (?) палеозойско-триасовой геосинклинали Армении начались в северо-западной ее части в конце триаса (норийский век).

В юрский период эта территория совершенно выходит из-под воды, и прогиб перемещается далее на юго-запад.

Герцинский этап развития Малого Кавказа близок к платформенному типу, но все же от него отличается (по степени дислокации пород, метаморфизму и др.); видимо, это особый тип платформенного развития, который можно назвать «субплатформенным» или «платформоидным» (А. А. Габриелян, 1959). Но возможно, по нашему мнению, и другое толкование этого вопроса. Судя по фациям отложений и мощностям, палеозойские образования Армении отлагались в краевой части обширной геосинклинали, распространявшейся к югу и юго-востоку в область центрального Ирана и Эльбурса и к юго-западу—в пределы Анатолии.

8. Юрский период. На границе триаса и юры вся территория Кавказа была охвачена интенсивными тектоническими движениями, обусловившими коренную перестройку прежних его структур. Эта предлейасовая (древнекиммерийская) орогеническая фаза является для всего Кавказа региональной и самой крупной. Лейас ложится различными своими горизонтами трансгрессивно и во многих случаях с резким угловым несогласием на породы самого различного возраста, вплоть до гранитов и кристаллических сланцев Главного хребта. Такая же картина наблюдается и в Малом Кавказе (Храмский и Локский массивы).

Судя же по мощности осадков, смытых перед лейасом, можно полагать, что поднятия этого периода были весьма интенсивными.

По данным И. Р. Кахадзе (1947), в Главном хребте опусканию подвергаются только восточная и западная его части, в то время как центральная его часть вместе с Сванетским поднятием остаются над уровнем моря. Эта центральная приподнятая часть Главного хребта не погружалась под воду также и в продолжение всей нижней и средней юры, что заслуживает особого внимания.

Можно полагать, что общее простирание складчатых форм Большого Кавказа уже тогда установилось в кавказском направлении (запад-северо-запад—восток-юго-восток), что вытекает из анализа складчатости триасовых образований, выступивших из-под более полого залегающего покрова лейаса и из расположения полос выходов разных членов палеозоя. Зона наибольшего поднятия всех складок и тектонических элементов древнекиммерийской орогении в основном совпадала с Главным хребтом Большого Кавказа и севанской зоной—на Малом Кавказе.

В результате упомянутой орофазы происходит перестройка палеозойского плана тектоники Малого (и Большого) Кавказа, палеозойская геосинклиналь почти полностью прекратила свое существование, претерпев складчатость, и приобрела геоантиклинальные тенденции.

Погружение территории Большого и Малого Кавказа под уровень моря происходило в лейасе постепенно; центральные части бывшего поднятия заливаются морем в конце нижнего или вернее в начале среднего лейаса. До начала верхнетоарского времени накопились мощные (свыше 3000 *м*) толщи песчаниково-сланцевых, а местами и вулканогенных отложений.

Перед верхним тоаром, а в восточной части Большого Кавказа возможно несколько ранее, протекает крупная орогеническая фаза, устанавливающаяся по резко несогласному залеганию верхнего тоара на среднем тоаре в центральной части Кавказа и по резкому различию в складчатых структурах дотоарских и послетоарских отложений в восточной его части.

С указанной фазой связана (?) формация габбро-диабазовых пород, весьма разнообразных по составу. Эта фаза, видно, не имеет региональ-

ного характера; некоторые исследователи отрицают наличие перерыва и несогласия между средне- и верхнетоарскими отложениями.

С нижне- среднелейасовым осадконакоплением совпадает излияние лав и выбросы пирокластических образований порфиритового и кварцево-порфирового состава, охватывающих сравнительно небольшие территории в приказбекском районе (г. Кабарджин), в Северной Осетии, Дигории, Черекском районе и бассейнах рр. Малки и Кубани.

Серию отложений от тоара до средней юры включительно, представленных эффузивами, песчаниками и сланцами, на большей части территории Большого Кавказа можно считать непрерывной. Сравнительно небольшие поднятия перед ааленом имеют местное значение.

Так, например, по указанию Н. И. Цибовского, в районе между рр. Кубанью и Баксаном наблюдается несогласное налегание нижнего аалена на тоар и верхнего аалена на нижний, с частичным выпадением последнего из разреза.

Мощность указанной серии достигает наибольшей величины (до 10 000 *м*) в южном Дагестане (см. рис. 4); к северу мощности уменьшаются, причем увеличивается песчанистость осадков. В центральном Кавказе, в зоне Главного хребта, мощность этой серии около 3500 *м*, а к северу уменьшается до 800—900 *м* и в бассейне р. Малки местами падает до нуля, что уже является результатом предкелловейского размывания.

На территории Сланцевого Дагестана в конце (?) лейаса по Главному разлому в геосинклинали происходят подводные излияния лав основного состава. В аалене продолжается эффузивный вулканизм в виде лав основного и среднего состава. Перед байосом, в результате сводового поднятия, указанная геосинклиналь разделяется на две—северную и южную. Предкелловейская орофаза сказалась лишь в ядре геосинклинали, постепенно затухая к северу; южная часть в это время была связана с развитием Ковдагского синклинория.

В конце орофазы проявились интенсивные дизъюнктивные дислокации, сопровождавшиеся внедрением магм основного, а затем среднего состава (Г. И. Иванов, Ю. А. Кузнецов, Л. В. Пшеничный, 1968).

На Малом Кавказе в начале лейасового времени в результате возникшей системы глубинных разломов, на месте нынешних Сомхетско-Ганджинско-Карабахской и Кафанской зон и восточной части Нахичеванской зоны устанавливается геосинклинальный режим эпиконтинентального характера, в результате которого отложились мощные вулканогенные толщи юры.

Наиболее полный разрез лейаса в Сомхетско-Ганджинской зоне наблюдается по северному склону Локского (Джандарского) кристаллического массива. Здесь на метаморфических сланцах верхнего протерозоя (?)—нижнего палеозоя констатирована мощная (около 400 *м*) толща песчаниково-глинистых пород, хорошо охарактеризованных морской фауной. В ней присутствуют все ярусы лейаса—от геттангского (?) до низов верхнего аалена включительно. В других районах некоторые исследователи указывают наличие следов орогенической фазы перед верхним тоаром.

Далее к востоку—юго-востоку от Локского массива подобные разрезы лейаса неизвестны; по нашим наблюдениям указанная песчаниково-глинистая толща фациально замещается вулканогенной толщей. Другие же исследователи полагают, что лейаса вообще на Малом Кавказе, кроме этого пункта, нет.

Наиболее глубокая часть геосинклинального бассейна нижнелейасового времени находилась, видимо, в северо-восточной части Армении, в Алавердском и Шамлугском районах, а также в Борчалинской

области Грузии. В Шамшадинском районе (в верховье рр. Тауз и Ахум) среди вулканогенных пород основания толщи констатированы прослои типичных аспидных сланцев, сходных со сланцами Главного хребта. Сланцы местами переслаиваются с песчаниками, а также содержат дайки сильно измененных габбро-диабазов, идентичных таковым, интрудирующим лейасовые сланцы Главного хребта.

В верхах лейаса (перед верхним ? ааленом) констатируется отчетливая орогеническая фаза (донецкая), вызвавшая определенную перестройку различных частей Малого Кавказа и обособление его территории на ряд отдельных мелких бассейнов, причем роли «севера» и «юга» переменились. В северо-восточной части Малого Кавказа в это время проявляется новый взрыв вулканической деятельности, выразившейся в образовании обширных покровов кварцевых порфиров и их туфов и туфобрекчий; толща эта является трансгрессивной. На юге, в Нахичеванском районе, происходит постепенное углубление бассейна, и следов вулканической деятельности указанного времени здесь неизвестно; порфирито-базальты Джульфинского ущелья, залегающие согласно на известняках верхнего (?) триаса, перекрываются трансгрессивно согласно пластующейся песчаниково-карбонатной толщей пород доггера (и келовея) с ааленским ярусом в основании.

Следующая орогеническая фаза (предбайосская) констатируется в северо-восточной части Малого Кавказа, где вулканогенная толща доггера залегает трансгрессивно, но с незначительным угловым несогласием на отложениях нижней юры, а местами также на слачцах кембрия-докембрия (район ст. Ковлар). На юге же, в Нахичеванском районе, в Джульфинском ущелье вся средняя юра вместе с ааленом и келловеем представлена согласно пластующейся маломощной толщей морских осадков без следов вулканической деятельности; анализ фауны свидетельствует о быстром углублении этой интра- (?) геосинклинали в среднем байосе и обратном движении в бате.

На северо-востоке Малого Кавказа в это время также происходили колебательные движения небольшого масштаба, обусловливавшие смену фаций в разных участках, но к началу келловея замечается общее и равномерное углубление всего бассейна, в результате чего вулканогенная толща доггера согласно сменяется здесь сравнительно однообразной глинисто-сланцево-песчаниковой толщей пород келловея, местами хорошо охарактеризованной фаунистически. Следов вулканической деятельности в келловее почти незаметно. Менее спокойно протекала жизнь бассейна среднеюрского времени на крайнем юго-востоке Малого Кавказа—в Кафанском районе Армении; доггер представлен здесь перемежающейся толщей туфоконгломератов, туфов, туффитов, кварцевых порфиров и нечистых туфовых известняков. Указанная пестрая и частая смена фаций обусловлена, вне сомнения, частыми колебательными движениями дна бассейна, в котором они отлагались.

В конце среднеюрского времени большекавказская геосинклиналь вновь существенно перестраивается в результате складкообразовательных процессов крупной предкелловейской (адыгейской) орогенической фазы. На территории Малого Кавказа указанная орогеническая фаза проявилась весьма слабо; местами констатируются местные поднятия.

Фации верхнеюрских отложений как в Малом, так и в Большом Кавказе характеризуются преобладанием во всех зонах карбонатных пород, местами флишевого характера (Большой Кавказ). В титонское время были широко развиты лагунные фации с гипсами и доломитами. В Малом Кавказе в титоне происходили довольно мощные вспышки вулканизма (Дашкесанский и Кафанский районы).

Келловей представлен, в основном, песчаниково-сланцевыми породами, с редкими маломощными прослоями вулканических пород в низах разреза. Оксфорд выражен в смешанной вулканогенно-осадочной фации, лузитанский ярус—в карбонатной фации (доломиты, переслаивающиеся с известняками).

В Иджеванском районе выше доломитовой свиты залегает свита песчанистых известняков, относимых к киммериджу. Разрез верхней юры венчается известняковой толщей титона, местами трансгрессивной. Это оолитовые, коралловые, мшанковые, доломитизированные известняки, отлагавшиеся, видимо, в эпиконтинентальных условиях (А. Т. Асланян и др.).

В Кафанском районе верхнеюрские образования представлены (совместно с готерив-валанжином) в вулканогенно-осадочной фации; весьма характерны прослои известняков на разных горизонтах, кулисообразно сменяющие друг друга.

В промежуток времени между верхним келловеем и нижним оксфордом происходит общее углубление юрских геосинклиналей, сопровождающееся же местами и отдельными поднятиями. Лузитанский и другие ярусы юры представлены по всей северо-восточной и юго-восточной частям Малого Кавказа в сравнительно однообразной фации коралловых и других известняков. На юго-востоке они местами переслаиваются с вулканогенными породами, а в Дашкесанском районе перекрываются ими, что свидетельствует о возрождении вулканической деятельности, почти угасшей в келловее. Местами толща известняков располагается на подлежащих породах трансгрессивно, но с ничтожным угловым несогласием. Местами на юго-востоке все ярусы верхней юры являются трансгрессивными, что опять говорит за протекавшие здесь колебательные движения; но очевидных доказательств в пользу предтитонской (андской) орогенической фазы для этого района пока не получено. Отсутствие местами титона и большей части нижнего мела все же служит косвенным указанием на происходившие в конце верхнеюрского времени крупные движения, прерывавшие отложения соответствующих осадков. В Большом же Кавказе (в частности в Западной Грузии) эта фаза (андская) является одной из крупнейших для мезозойского времени.

По типу осадочных и эффузивных образований этого периода выделяются две стадии развития: 1—нижне-среднеюрская и 2—верхнеюрская, переходящая на юго-востоке в неоком. Они разделены регионально выраженной предкелловейской регрессией.

Из интрузивных фаций для первой стадии развития характерны лишь мелкие штоки и дайки кислых пород гипабиссального типа. Для второй стадии интрузивных фаций не констатировано.

Приведенные данные указывают, в согласии с А. А. Габриеляном (1959), что по типу развития первая из указанных стадий (нижняя—средняя юра) соответствует первичным геосинклинальным системам, а вторая стадия—вторичным геосинклинальным системам, по схеме А. В. Пейве и В. М. Синицына (1950).

По терминологии других исследователей, юра-неокомская стадия развития северного и северо-восточного склона Малого Кавказа соответствует зеленокаменному типу геосинклинали (по М. В. Муратову, 1948), геосинклинали нормального типа развития (по В. Е. Хаину, 1954) и эвгеосинклинали (по М. Кею, 1955). Юрские отложения юго-восточной части Нахичеванской тектонической зоны отлагались, судя по их типу и мощности, в условиях геосинклинального режима (краевой участок интрагеосинклинали).

9. Меловой период. На Большом Кавказе известна только одна орогеническая фаза этого времени—предсеноманская (австрийская), устанавливающаяся в районе Сочи. С этой же фазой движений следует связывать также туронскую трансгрессию, отмечаемую по всему Кавказу. Слабые тектонические движения отмечены в юго-восточной части Большого Кавказа на границе турона и сенона (отзвуки предсенонской (субгерцинской) фазы Малого Кавказа).

Н. И. Цибовский указывает на поднятие, происшедшее перед валанжином в районе между рр. Зеленчук и Белой, вследствие чего эта область была полностью вновь занята морем только начиная с аптского времени.

На Малом Кавказе в меловое время имели место несколько орогенических фаз: 1—нижнемеловая (предбарремская), 2—предаптская, 3—предсеноманская, 4—предтуронская, 5—предсенонская и 6—предкампанская. Наиболее крупными были нижнемеловые фазы, а затем предкампанская. Но необходимо подчеркнуть, что в одном лишь районе восточной части Малого Кавказа (сел. Аликули-ушаги в бассейне среднего течения р. Воротан в Зангезуре) констатирован непрерывный согласный разрез мела в карбонатной фации, но с сокращенными мощностями (до 1500 *м*). Здесь проходила интрагеосинклиналь указанного времени.

Далее интересно отметить, что в Кафанском районе перерыва перед нижним мелом не констатировано и верхнеюрская вулканогенно-осадочная толща согласно сменяется подобной же—нижнемеловой (готерив-валанжин).

В апт-альбе, сеномане и нижнем сеноне в Малом Кавказе констатированы обширные проявления вулканизма. В более слабой степени они протекали в сеноманское и сенонское время в Западной Грузии.

Нижнемеловые отложения имеют на территории Малого Кавказа незначительное развитие, что связано исключительно со значительным размывом, предшествовавшим обширной сеноманской трансгрессии. Начинаются они с валанжин-баррема и представлены в основном в известняково-песчаниковой и частью глинистой фациях. Полный разрез нижнего мела констатируется только на крайнем северо-западе, в районе Дзирульского кристаллического массива; далее к юго-востоку нижние горизонты его отсутствуют, а более высокие становятся все трансгрессивными (Шуша, Кафан). Это говорит за господствовавшие на юго-востоке в это время частые колебательные движения разного знака.

Верхнемеловые отложения имеют на Малом Кавказе значительно большее развитие, и фации их, особенно сенона, отличаются относительно большей устойчивостью. Сеноман представлен в смешанной вулканогенно-осадочной фации, турон и сантон—преимущественно в вулканногенной, а верхний сенон—в карбонатной фациях. Все три толщи являются резко трансгрессивными, причем внутри сенона местами также констатированы трансгрессии; распределение фаций и мощностей верхнемеловых отложений обусловлено, в основном, как и для предыдущих, режимом колебательных движений, причем на общем фоне крупной геосинклинали возможно выделить зоны геосинклиналей второго порядка.

Из сопоставления мощностей меловых отложений Малого Кавказа вырисовывается следующая картина палеогеографии указанного времени. Максимальная мощность меловых отложений (около 3000 *м*) констатирована в зоне, проходящей вдоль озера Севан и далее на юго-восток вдоль Карабахского хребта, до города Джебраила. В этой зоне, по крайней мере в течение верхнемелового времени, преобладали опускания, т. е. она являлась геосинклиналью второго порядка (интрагеосин-

клиналью) на общем фоне Кавказской геосинклинали. В то же время по своему положению на стыке двух зон, различных по разрезу, она являлась передовым прогибом вплоть до среднеэоценового времени включительно. Зарождение ее произошло, видимо, в предальбское время, так как осадки альба местами констатируются в ней.

Располагаются верхнемеловые (и альбские) образования здесь непосредственно на метаморфических сланцах верхнего протерозоя—нижнего палеозоя.

Эта интрагеосинклиналь ограничивалась с севера и юга двумя интрагеоантиклинальными зонами с минимальной мощностью осадков. Северная зона протягивается от южной части Иджеванского района через хребет Муров-даг до р. Хачен в Карабахе, южная проходит через сел. Мисхана, р. Айриджа и сел. Джирманис и далее к юго-востоку отмечена в низовье р. Воротан (Базар-чай).

Далее к северу и югу от указанных интрагеоантиклинальных поднятий располагались новые интрагеосинклинальные зоны с мощным накоплением осадков—по северному склону (предгорьям) Малого Кавказа (Прикуринская зона) и в Приараксинской зоне. В соответствии с различным режимом колебательных движений в указанных пяти зонах, обусловленных перестройкой плана структурного развития, сопровождавшегося глубинными разломами субстрата, одновременные отложения развиваются в различных фациях. В северной интрагеосинклинали накопляются вначале вулканогенные отложения, сменяющиеся кверху мергельно-известковистыми осадками; в Иджеванской геосинклинальной зоне преобладают карбонатные фации, а вулканогенные—сильно сокращаются.

В Иджеванском районе значительная часть обломочного материала в общем балансе мелового седиментогенеза образовалась, по М. А. Сатиану (1959), за счет разрушавшихся в меловой период вулканогенно-осадочных образований средне-верхнеюрского возраста междуречья среднего течения рр. Акстев и Дебед. Участие верхнеюрских карбонатных пород в аутигенном минералообразовании мелового периода было также существенным. Указанный автор считает, что принимали участие и доверхнемеловые интрузии (Кохп), что вряд ли правильно, так как Кохпинская интрузия—третичная. Размывались какие-то древние интрузии или их элементы, попавшие в юрские осадки.

В Севанской интрагеосинклинали накапливаются мощные вулканогенные отложения, сменяющиеся кверху карбонатными толщами, приобретающими местами флишевой характер. В Центрально-армянской интрагеосинклинальной зоне фации отличаются пестротой, с преобладанием песчаников и песчанистых известняков. В Приараксинской интрагеосинклинальной зоне отлагаются внизу мощные известняки, а выше известняково-мергельные осадки.

В геоантиклинальных зонах разрезы, естественно, менее полные; здесь более резко выражены перерывы и трансгрессивные залегания различных ярусов меловых отложений; в геосинклинальных зонах разрезы более полные и фации отличаются большей устойчивостью.

Для нижнемелового времени зональность фаций была, как указывалось выше, несколько иной.

Следует отметить, что указанные структурные элементы верхнемелового времени в основном предопределили и дальнейший план развития палеогеновых структур, конечно, с некоторыми сравнительно небольшими изменениями.

Интрузивных пород верхнемелового времени не констатировано. Некоторые исследователи склонны приписывать гипербазитам, сидящим в образованиях верхнего мела, сантонский возраст, т. е. связывают их

внедрение со временем образования мощной нижнесенонской вулканогенной толщи. Однако невдалеке от таких интрузий по простиранию и вкрест меловых отложений подобные же гипербазиты отчетливо прорывают также и нижне- среднеэоценовые породы, чем доказывается их верхнеэоценовый возраст. Предположение же, что рядом могут находиться гипербазиты двух возрастов—нижнесенонского и верхнеэоценового, является невероятным.

Резюмируя, можно историю геологического развития Кавказа в течение юрского и мелового периодов представить в следующем виде.

В юрское время на Кавказе возникли четыре основных прогиба земной коры с морскими условиями: на севере—в области Большого Кавказа, а на юге—в северо-восточной части Малого Кавказа (Сомхетско-Ганджинско-Карабахская зона), Кафанском районе и юго-восточной части Нахичеванской зоны (Джульфинский разрез). Центральная область Армении (Малого Кавказа) была в это время сушей.

В Большом Кавказе интенсивное прогибание земной коры и накопление мощных (10—15 *км*) морских осадочных толщ происходило вплоть до конца эоцена. За это время здесь накапливались главным образом песчаниково-глинистые отложения нижней и средней юры с подчиненными потоками лав (и их пирокластов), известняки верхней юры, песчаниково-глинистые образования и известняки нижнего мела, известняки и мергели верхнего мела, мергели, глины и песчаники эоцена. Начиная с конца нижней юры, строение прогиба Большого Кавказа осложнялось возникновением и ростом внутренних поднятий, разделявших его на ряд более узких зон прогибания и превративших море в архипелаг островов. С началом палеогена эти внутренние поднятия, быстро разрастаясь, слились между собою и образовали к середине миоцена единый возвышенный остров, явившийся зародышем современного Кавказского хребта.

В северо-восточной части Малого Кавказа (Сомхетско-Карабахской зоне) геосинклинальные условия сохранились в течение юрского периода и в начале мелового.

В юре здесь накопились мощные (до 4—5 *км*) толщи, главным образом вулканического происхождения (разнообразные порфириты и их пирокласты), а также песчаниково-глинистые образования и известняки. Слабо развитый нижний мел представлен известняками и обломочными породами. Со средней юры внутри прогиба возникло несколько поднятий в виде островов, как и в Большом Кавказе. Эти поднятия расчленили геосинклиналь Малого Кавказа на Амасийско-Севанский (южный) и Аджаро-Талышский (северный) прогибы.

Верхнемеловое море, на дне которого отлагались главным образом вулканогенные образования (сеноман-турон-сантон), известняки и мергели (верхний сенон), покрыло почти все Закавказье. Оставались сушей в это время лишь Мисхано-Арагацское и Урцско-Дагнинское поднятия.

10. Эоценовый период. Тектонические движения на границе мезозоя и кайнозоя имели на территории Кавказа сугубо дифференциальный характер. На Северном Кавказе эти движения констатируются лишь в районе Минеральных Вод, в сел. Маджалис (Дагестан) и в Кубанском нефтеносном районе.

В Малом Кавказе орогеническая фаза между сеноном и эоценом (ново-ларимийская) проявилась весьма отчетливо, особенно в Сомхетско-Ганджинской тектонической зоне, где средний эоцен залегает на средней юре, а также в Нахичеванской зоне. Однако интрузивные породы, соответствующие этой фазе, пока не встречены.

В промежуточных областях констатированы лишь крупные колебательные движения, выразившиеся в смене фаций. С началом же этой орогенической фазы вспыхивает с огромной силой вулканизм третичного периода, проявляющийся затем с неослабевающей энергией до верхнего олигоцена включительно. Поэтому эоцен выражен в основном в вулканогенной фации; но накопление вулканогенных толщ было, главным образом, подводным, причем местами шло отложение нормальных осадков с морской фауной, а также накопление осадков лагунного типа. Все указанные отложения связаны взаимными переходами, почему разрезы эоцена и отличаются весьма большим разнообразием фаций. Водный бассейн был сравнительно мелководный (медленное прогибание дна) и теплый, о чем свидетельствует пышный расцвет нуммулитовой фауны.

Вулканогенная толща эоцена достигает мощности свыше 3 *км*, обладая наибольшим развитием в Аджаро-Триалетской системе и в центральной Армении; эта вулканическая деятельность была обусловлена внутриэоценовыми колебательными движениями.

В Аджаро-Триалетской зоне шло непрерывное накопление осадков как в сенонское, так и в эоценовое время (до олигоценового включительно); лишь очень редко здесь происходили колебательные движения, обусловливавшие смену фаций.

Отложения верхнего эоцена в южной части Малого Кавказа отсутствуют, что обусловлено протекавшей там в это время пиренейской орогенической фазой.

Отложения палеоцена—нижнего эоцена имеют на территории Малого Кавказа ограниченное развитие, что объясняется вышеуказанными поднятиями и регрессией конца сенонского времени. Наиболее полный разрез их наблюдается в бассейне рр. Веди и Гарни (на границе Армянской и Нахичеванской тектонических зон—т. е. тип передового прогиба), где они представлены мощной (до 1500 *м*) свитой туфогенно-терригенного флиша.

Исключительно интересный в палеогеографическом отношении разрез эоцена наблюдается в Приереванском районе. Здесь к востоку от Еревана между рр. Гарни, Шорагбюр и Джрвеж констатирован полный согласный разрез от палеоцена до верхнего эоцена включительно, выраженный полным комплексом пород единого седиментационного цикла—от трансгрессивных фаций до регрессивных—лагунных включительно.

Подобная мощная, согласная толща песчаниково-глинистых пород наблюдается в Акеринском прогибе (Зангезур), где она залегает без углового несогласия на известняках верхнего сенона (район сс. Аликулиушаги—Кубатлы). В Даралагязском прогибе, как и в Нахичеванском, нижний—средний эоцен выражен в смешанной вулканогенно-осадочной фации.

Пиренейская орогеническая фаза проявилась весьма интенсивно на Малом Кавказе, причем во всех его тектонических зонах. С ней связано внедрение ультраосновных пород офиолитового пояса Армении, а за ними и гранитоидов и формирование Главного надвига Малого Кавказа.

Интрузивные породы верхнеэоценового времени представлены на Малом Кавказе двумя комплексами, фациально друг с другом связанными: ультраосновными и основными породами и гранодиоритами. Первые приурочены исключительно к так называемой офиолитовой зоне (поясу) Малого Кавказа, а породы кислого комплекса слагают ряд крупных и мелких интрузий по всей Сомхетско-Ганджинско-Карабахской зоне. Все они являются постскладчатыми (посторогенными).

С последующими же движениями связаны интенсивные проявле-

ния вулканизма в эффузивной форме: вулканогенная толща олигоцена—центральной части Малого Кавказа, идентичная таковой центральной части северного склона Большого Кавказа (Эльбрусский и Нальчикский районы).

На Большом Кавказе предэоценовым и верхнеэоценовым движениям не придавали раньше большого значения; ныне же полагают, что их надо выделить в качестве особого этапа диастрофизма, с которым связано формирование складчатых зон в мезозойских отложениях всего южного склона Главного хребта и сопровождающих их интрузий.

На Большом Кавказе пиренейская фаза проявилась на Северном его склоне, но местами выражается трансгрессивным залеганием майкопа на фораминиферовой толще эоцена. Наиболее интенсивные дислокации этого времени констатированы в Кубанском нефтеносном районе. Интрузивные породы этого времени на Большом Кавказе пока не доказаны, но предполагаются в восточной и западной частях его южного склона (см. выше и ниже).

11. Олигоценовый период. Под влиянием упомянутой фазы (пиренейской) происходит новая существенная перестройка вышеуказанных зон эоценового времени. Эти движения имели в отдельных тектонических зонах разную интенсивность и носили различный характер. Наибольшие поднятия произошли в центральной части Б. Кавказа (Эльбрус—Кюген-кая), в ценральной части Армянской тектонической зоны и западной части Сомхетско-Ганджинской зоны, никогда морем больше не заливавшимися. В соответствии с этим произошло смещение геосинклинальных прогибов к югу—в Приараксинскую зону и к северу—в Куринскую депрессию. Таким образом, верхнеэоценовое время является началом возникновения современных крупных геотектонических и орографических комплексов Малого Кавказа—Куринского и Среднеараксинского межгорных прогибов и разделяющего их поднятия Малого Кавказа, а также северокавказского передового прогиба. В этих прогибах и происходило осадконакопление в олигоценовое время, причем по окраинам прогибов смыкались континентальные вулканогенные фации с морскими (лагунными).

Олигоценовые отложения имеют на Кавказе обширное развитие и выражены в двух фациях—вулканогенной и мергельно-песчаниково-глинистой (гипсо-соленосной). Лежат они резко трансгрессивно и с угловыми несогласиями на нивелированной поверхности различных пород от эоцена до кембрия-докембрия включительно, что говорит о протекшей региональной трансгрессии.

Интересно отметить, что в Нахичеванской мульде, в западной ее части, гипсо-соленосная толща является ингрессивной, облекая вершины Дагна.

В Западной Грузии начиная с нижнемайкопского времени установились уже основные черты распределения геотектонических режимов, которые с небольшими изменениями сохраняются до конца среднесарматского века.

На границе олигоцена и миоцена на Малом Кавказе протекает крупная и последняя орогеническая фаза и последующая за ней трансгрессия. Ввиду почти повсеместного (?) отсутствия перерыва между олигоценом и нижним миоценом и слияния нижнемиоценовых осадков с олигоценовыми в одну серию (майкопскую),—эту мощную орогеническую фазу и последующую трансгрессию надо отнести к предчокракскому времени (штирийская фаза). С этой фазой связано внедрение наиболее крупных гранитоидных интрузий юго-восточной части Малого Кавказа, играющих ведущую роль в металлогении области. Они окончательно консолидировали эту горную страну.

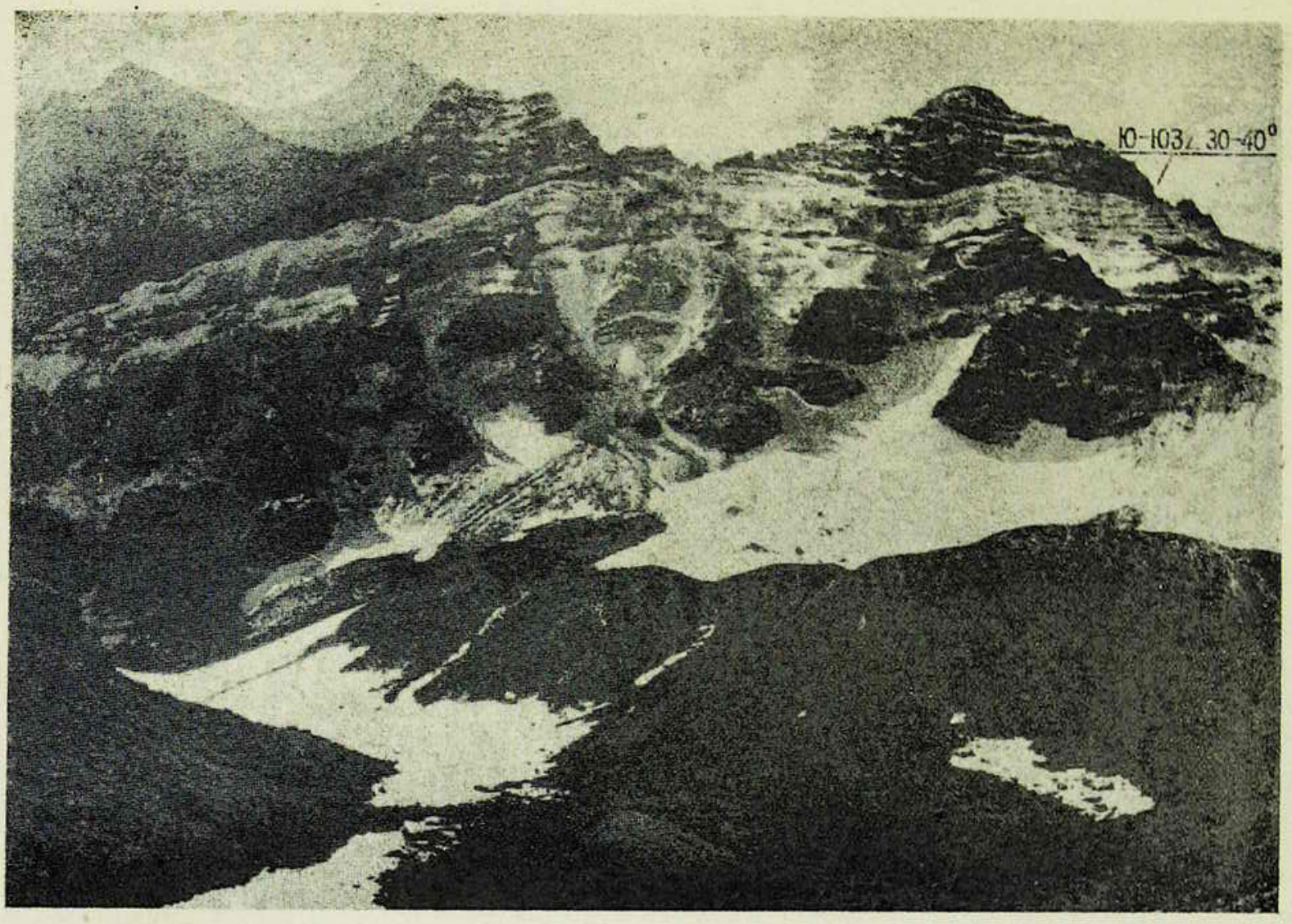
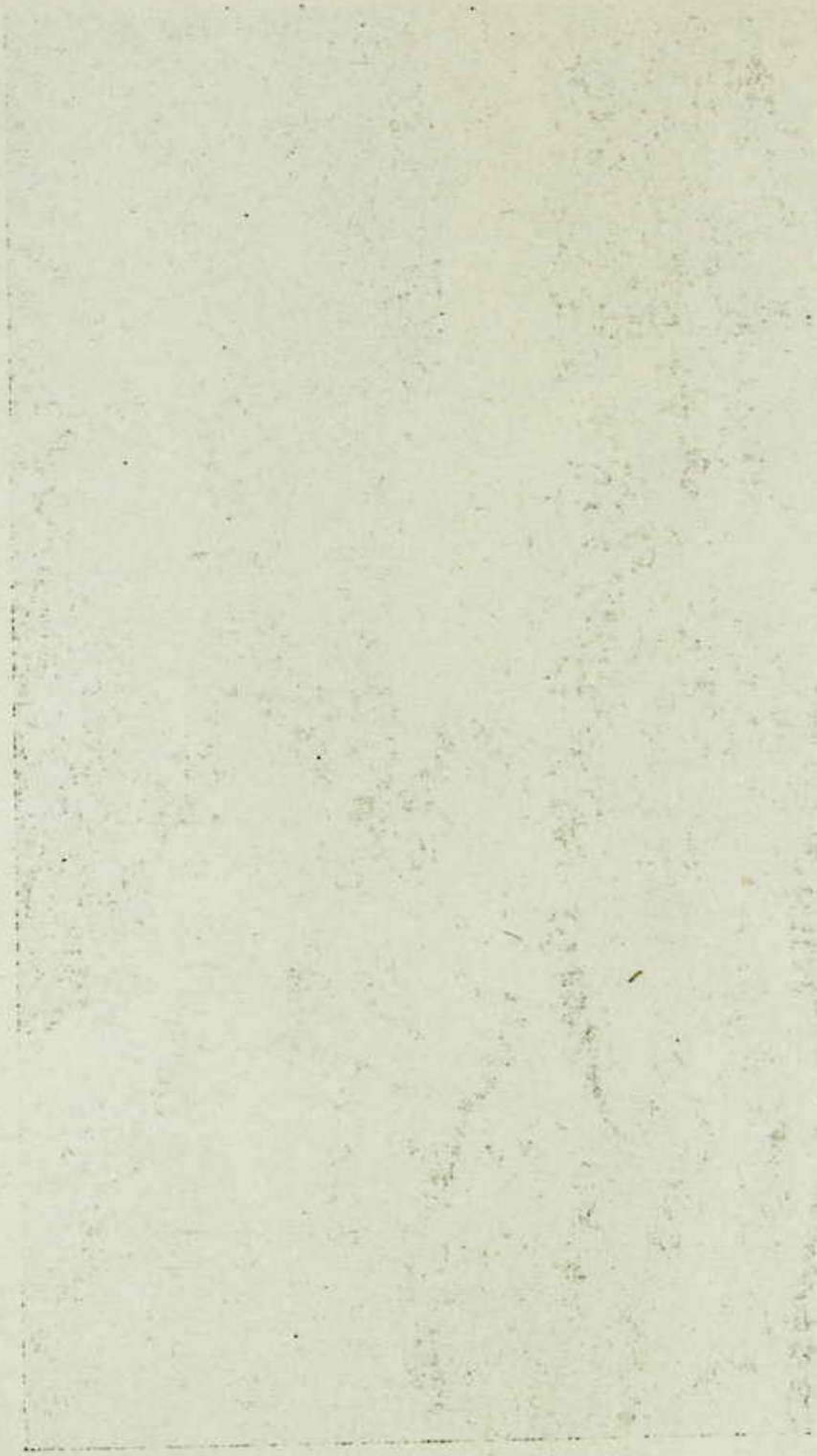


Фото 7. Арагац; главная вершина, северный склон, северо-западный отрог. Северное крыло близширотной синклинали; отчетливое падение в слоистых туфогенах на Ю-ЮЗ под углом до 30—40°. По утверждению других исследователей, придерживающихся концепции «Арагац-вулкан», породы падают в обратном направлении (на С—СВ; на нас). Nil admirari.

Фото К. Н. Паффенгольца и Г. Т. Тер-Месропяна, 1967.



В эту фазу была сформирована также и структура массива г. Арагац—обширная брахиантиклиналь общекавказского простирания, осложненная рядом второстепенных складок. Так называемый «кратер» (при полном отсутствии шлаков и вулканических бомб) некоторых исследователей представляет ледниковый цирк, расположенный в верховье главной антиклинальной долины (р. Геховит, Дали-чай). На карте Б. М. Амаряна (1:50 000) вокруг его кратера (диаметром 2 *км*) показано всюду периклинальное падение, в то время как к обоим крыльям указанной антиклинали приурочены второстепенные синклинали того же направления; южная синклиналь более широкая, северная—сжатая (см. фото 7 и 5). На прекрасно обнаженном северном крыле последней падение на Ю—ЮЗ под углом до 30—40°, на карте же упомянутого автора, исходя из предвзятой концепции «Арагац—вулкан», падение показано обратное—на ССВ (!?) *Nil admirari.*

На Большом Кавказе с этой фазой надо, по-видимому, связывать лакколиты Пятигорья и так называемые малые интрузии Теплинского типа, также металлоносные. С ними связаны наиболее крупные месторождения северного склона—Тырныаузское и Садонское (?). Эти постскладчатые интрузии приурочены к омоложенным древним разломам и древним устойчивым геоантиклинальным поднятиям.

Интенсивно проявилась указанная фаза на южном склоне Главного хребта, где ею обусловлено формирование узкой сложно построенной близширотной тектонической зоны Цагери—Амбролаури-Джава. Следует отметить, что постумные движения в этой зоне происходили затем и в позднемиоценовое время.

В верхнеолигоценовое—нижнемиоценовое время были окончательно сформированы центральные геоантиклинальные поднятия Большого и Малого Кавказа, как крупнейшие антиклинории, и началось развитие рельефа альпийского типа. Любопытно отметить, что наибольшее воздымание констатируется в центральных и юго-восточных частях обоих горных сооружений; на Большом Кавказе—Эльбрус—Казбек (5633—5047 *м*) на западе и области вершин Шах-даг (4250 *м*), Базар-дюзи (4480 *м*), Тфан (4205 *м*)—на юго-востоке; на Малом Кавказе—Арагац (4095 *м*) на западе и области вершин Гямыш (3722 *м*), Дали-даг (3690 *м*) и Капутджух (3910 *м*) на юго-востоке. В это время вырабатываются глубокие долины, впоследствии заполняющиеся ингрессивными вулканогенными образованиями (Кельское и Горисское плато). В это же время начинается разработка долины (бассейна) озера Севан.

12. Миоценовый период. Следующие за нижнемиоценовыми неогеновые движения проявились в горной части обоих сооружений лишь в дизъюнктивной форме; слабое складкообразование констатируется только по периферии горной области. Движения эти были дифференциальные и носили в основном эпейрогенический характер.

На Большом Кавказе предчокракская (новоштирийская) фаза констатирована лишь в Майкопском и Новороссийском районах. На северо-востоке (Терский хребет) выявлено трансгрессивное положение чокракских и караганских отложений и частая смена фаций последних в вертикальном разрезе.

В миоцене и плиоцене нисходящими движениями была охвачена вся Кубанская равнина, о чем свидетельствует громадная мощность неогеновых отложений.

Современная Кубанская депрессия является частью единого Северо-Кавказского предгорного прогиба палеогенового, а может быть, и более древнего возраста. Явные признаки разобщения этого прогиба на Кубанский и Терский наметились с начала миоцена, когда восходя-

щие движения причленили к Центральному Кавказу область Ставропольского поднятия. С этого времени нисходящие движения уже не распространялись за пределы современных Кубанской и Терско-Кумской равнин (И. Н. Сафронов, 1963).

Отложения миоценового времени имеют на Малом Кавказе небольшое развитие; полный разрез их, при большом площадном распространении, наблюдается лишь по южной окраине западной части Куринской депрессии, а также в Гурии (бассейны рр. Супсы и Натанеби).

К юго-востоку от Тбилиси по северному склону Малого Кавказа известны лишь отдельные «останцы» миоцена, являющегося трансгрессивным (вершины Яглуджа, Какиль, Кабах-тапа).

В южной части Малого Кавказа к миоцену условно отнесена толща туфобрекчий Горисского района и синхроничная ей, связанная фациальными переходами толща диатомитовых глин Сисианского района.

Наличие сарматских и вообще миоплиоценовых отложений в Ереванском районе нами отрицается; они относятся к верхнему эоцену.

В Талыше миоцен представлен толщей глинисто-песчаниковых пород, залегающей согласно над глинистой толщей верхов олигоцена.

Исходя из факта нахождения в районе сс. Раздан—Верхняя Ахта отложений мэотиса, а в Приереванском районе сармата (спорного), некоторые исследователи полагали, что в указанное время сюда распространялся соответствующий морской бассейн (его рукав ?); такая концепция является невероятной.

Мэотическому веку предшествовали весьма значительные поднятия, благодаря чему мэотическое море занимало на территории Закавказья гораздо меньшую площадь, чем любое из миоценовых морей; особенно ограниченным является распространение нижнего мэотиса.

Мэотические осадки известны в Азербайджане лишь в крайней юго-восточной части Кусаро-Дивичинского прогиба—на Килязинской косе и, возможно, Гильгинчае (доломитовая брекчия). В Шемахино-Кобыстанском прогибе мэотические осадки представлены в центральной части фацией диатомовых сланцев и глин с доломитами, а по краям его были развиты более мелководные образования.

Средне-Куринская депрессия превратилась в мэотисе в сушу (в ее западной части, в Грузии это произошло уже в верхнем сармате), но в ее осевой зоне, примерно вдоль современной долины р. Иоры, возник внутриматериковый водоем с мощным накоплением песчано-глинистого материала (низы так называемой ширакской свиты).

Мэотический век, находящийся на грани миоцена и плиоцена и выделяемый многими исследователями в миоплиоцен, закончился новыми поднятиями и новой регрессией. Таким образом, весь верхний миоцен проходит под знаком нарастания поднятий, особенно заметных на периферии Большого Кавказа.

Таким образом, мы приходим к единственному логически правильному заключению, что указанная конкско-мэотическая полупресноводная фауна мигрировала из морского бассейна по древнему Араксу и Раздану. Этот факт имеет большое биостратиграфическое значение.

Отсутствие подобной фауны в бассейне рр. Воротан и Акярачай говорит о том, что ингрессивные образования Герюсинской и Сисианской толщ являются более древними и в них еще не была выработана (после подпруды) речная сеть.

На возможность миграции морской (?) фауны вверх по рекам указывал в свое время Н. И. Андрусов (1897).

Из сказанного видно, что в миоценовое время уже совершенно отчетливо обособилась Рионо-Куринская интрагеосинклиналь, куда сносились осадки как с Большого, так и с Малого Кавказа.

Обмеление миоценового моря (Закавказского пролива) в районе Гори—Хашури началось еще с онкофорового века, а местное отсутствие тарханского и чокракского горизонтов указывает на начавшееся поднятие Дзирульского массива и временное разобщение «Закавказского пролива». Новое сообщение открывается в караганский век (спаниодонтелловый ракушник трансгредирует на гнейсы Дзирулы). Палео-Кура начала свое существование, по В. В. Богачеву, с чокракского времени, что сходится с нашими данными о выработке в это время бассейна озера Севан.

Структура центральной части Малого Кавказа к середине миоцена уже вполне определилась.

К верхнемиоценовому времени относят образование палеотипного рельефа, представленного в форме пенеплена, в виде снивелированных плато, которые хорошо наблюдаются на хребтах—водоразделах на северных склонах Триалетского и Муровдагского хребтов на высотах от 1300 до 1500—1800 *м*.

13. Плиоценовый период. С начала плиоценового времени по периферии горных сооружений Кавказа почти всюду наблюдается смена морского режима континентальным.

На Большом Кавказе крупные эпейрогенические движения констатируются в послесарматское время—перед мэотисом; отложения последнего залегают трансгрессивно и несогласно на более древних образованиях. Далее, на Большом Кавказе отмечается также во многих районах трансгрессивное и несогласное налегание понта на мэотические осадки; в других же местах отложения указанных ярусов нерасчленимы. Ближе к горному хребту, на обоих его склонах наблюдается резкая смена фаций и появление (нередко уже в верхнем сармате) грубообломочных образований.

Предмэотические (?) и предсарматские (?) тектонические движения в Малом Кавказе выявлены в нескольких пунктах, но полностью еще не изучены. В это время происходит разделение Черноморского («Рионского залива») и Каспийского («Куринского залива») бассейнов, так как на самом Дзирульском массиве отложений плиоцена не констатировано; к юго-востоку и западу же от него они получают громадное развитие.

Обращает на себя внимание глубокое прогибание юго-восточной части Куринской впадины, где мощность апшеронских отложений достигает свыше 1900 *м* (скважины Сарыджаляр и Дайкенд), а акчагыла с продуктивной толщей 917 *м* (Сарыджаляр).

Из вышеизложенного явствует, что в плиоценовое время новой перестройки Рионо-Куринской интрагеосинклинали миоценового времени не произошло; последняя лишь постепенно сокращалась в своем объеме, отступая после нижнего сармата от Дзирульского массива к западу и востоку и образуя так называемые «озера-моря» (по Н. И. Андрусову). Изменения эти были вне сомнения обусловлены эпейрогенезом указанного времени, но датируется он точно преимущественно только на Большом Кавказе.

14. Постплиоцен. Четвертичная история геологического развития Кавказа изучена в разных районах с различной степенью детальности.

Общий ход четвертичной истории Кавказа определяется следующими факторами: 1—вертикальными осцилляциями всей горной системы, 2—климатическими колебаниями.

Горные сооружения Большого и Малого Кавказа с неогена (а местами и с конца палеогена) прогрессивно сводообразно поднимаются (непрерывно-прерывисто), а разделяющие их депрессии прогрессивно погружаются (по П. В. Федорову, на 1—2 *мм* в год). Северный Кавказ и Мангышлак, как входящие в состав платформы (эпигерцинской), были менее мобильны (0,01—0,1 *мм* в год). Поднятие это не было равномерным; констатируются дифференциальные движения отдельных, наметившихся уже значительно раньше геотектонических зон. Так, например, центральная часть Армянской складчатой зоны, несомненно, отставала в этом поднятии от соседних с северо-востока и юго-запада зон.

Неравномерным был и темп поднятия. Временами он настолько замедлялся, что денудация успевала уничтожить горный рельеф и создавала поверхности выравнивания—«пенеплены». Во многих горных районах констатируются следы нескольких поверхностей выравнивания; древнейшие и наиболее высокие из них восходят к концу миоцена и плиоцена, наиболее молодые имеют, по-видимому, среднечетвертичный возраст.

Новейшие тектонические движения фиксируются многочисленными геологическими, геоморфологическими, а также геофизическими данными. Среди них наиболее важными являются высоко расположенные и деформированные древние денудационные поверхности, анализ речных террас и продольных профилей рек, нахождения верхнемиоценовых и антропогеновых озерных отложений на водораздельных хребтах и другие.

Для познания истории развития рельефа Кавказа в четвертичное время наиболее показательными являются распределение на его территории морских отложений этого времени, а также положение береговой линии соответствующих морских бассейнов. Этим вопросом специально занимался П. В. Федоров (1952), пришедший к ряду весьма интересных выводов. Деформации бакинской, хазарской, хвалынской и новокаспийской береговых линий (террас) дают возможность судить о движениях земной коры в пределах Каспийской впадины. Вертикальные движения носят большей частью направленный и унаследованный характер; лишь местами движения были дифференцированными.

Верхнекаспийская и хазарская береговые линии исключительно выдержаны в пределах Кавказского побережья: они подняты равномерно без ощутимых перекосов и изгибов в продольном профиле.

Движения земной коры, проявлявшиеся в начале четвертичного периода в пределах всей Каспийской впадины, с течением времени сказывались на все меньших площадях, затухая в отдельных районах, и в результате приняли узко-локальный характер. Наиболее длительным было формирование юго-восточной части Куринской впадины, где мощность четвертичных отложений достигает 1000 *м* (скв. у сел. Сарыджаляр).

Трансгрессия Каспия сопровождалась относительным опреснением, а регрессии—осолонением, т. е. обусловлены были климатическими причинами, а не тектоническими движениями.

На территории Прикаспийской, Кубанской и Закавказских низменностей в течение всего четвертичного периода морские условия неоднократно сменялись континентальными, когда формировались различные генетические типы материковых отложений.

Климатические колебания обусловливают в горной области периодические оледенения, совпадающие с каспийскими трансгрессиями. Последние сопровождаются опреснением.

Морские террасовые отложения Прикаспийской низменности слагают четыре морфологически резко выраженные террасы, протягиваясь полосой шириной от 2 до 15 *км*, постепенно поднимающейся от берега Каспия к предгорьям. Относительная высота террас: IV—190—225 *м*, III—от 80—105 до 140—150 *м*, II—50—75 *м* и I—от 10 до 35—40 *м*.

Террасы верхнеапшеронского времени (IV) проникают по ущельям внутрь горных областей, увязываясь там с моренами древнейшего оледенения.

Хвалынская трансгрессия отвечала последнему оледенению, хазарская—предпоследнему (третьему) и бакинская—второму.

Наиболее молодыми отложениями Прикаспийской равнины являются осадки современного Каспия с *Gardium edule* L.

Верхнеапшеронские морские отложения к северо-западу от Каспия фациально сменяются разнообразными пресноводно-континентальными образованиями.

В вопросе о новейших тектонических движениях в области Северо-Западного Кавказа весьма интересные новые данные приводит И. Н. Сафронов (1964). По указанному автору, продольный профиль террас р. Кубани делится на два отрезка: верхний—меридиональный (Клухори—Невинномысск) и северо-западный (Невинномысск—Армавир) и нижний—меридиональный (Армавир—Темижбекская) и юго-западный (Темижбекская—Краснодар).

Для верхнего отрезка Кубани характерен нормальный продольный профиль террас, когда относительные высоты их несколько возрастают вниз по течению реки. В пределах нижнего отрезка Кубани, наоборот, выражен перевернутый профиль террас с обратной последовательностью напластования их галечников и замещающих их осадков.

Эти данные показывают, что основным фактором формирования террас являются новейшие тектонические движения, проявившиеся в разных частях Северо-Западного Кавказа с противоположными знаками. Формирование террас системы р. Кубани в целом происходило на «первичной», слабо наклонной на север и северо-запад поверхности северного склона Большого Кавказа.

В течение четвертичного периода на Кавказе происходили неоднократно вспышки вулканизма, проявившие себя целым рядом лавовых потоков и туфовых образований, в распределении которых замечена следующая определенная закономерность.

Лавы преобладают на Малом Кавказе, где представлены андезито-базальтами в широком смысле этого слова. По возрасту они расчленяются здесь на пять покровов («свит»), взаимно перекрывающих местами друг друга. Наиболее древний из них располагается на верхнетретичных отложениях, а остальные четыре перекрывают по долинам рек различные террасы, от верхнеапшеронской до хвалынской включительно, что определяет их относительный возраст.

Излияния лав происходили одновременно с возобновлением циклов эрозии, обусловленных сводообразными поднятиями горной области. При этом возникали тектонические нарушения, которые и явились путями для поднятия андезито-базальтовой магмы. Все лавовые потоки имеют хорошо выраженные центры излияний в виде моногенных вулканических центров, большей частью кратерных. Расположение лав обусловлено наклоном поверхности древнего рельефа, по которому потоки растекались. Линейное расположение многих вулканов указывает на приуроченность их к крупным разломам, неоднократно омолаживавшимся (вулканы Агмаганского нагорья, вулкан Голгат и др.).

Схема новейшей тектоники всего Кавказа приведена в коллектив-

ном труде И. В. Кирилловой и др. (1960). Выделяются области поднятия и опускания с указанием их градиента и возраста.

Е. Е. Милановский (1962) дает для Малого Кавказа схематическую карту амплитуд новейших тектонических движений, а также дифференцированную схему новейшей тектоники этой области. Карты трудно читаются, так как их легенда перегружена.

А. А. Габриелян (1963) построил свою схему новейшей тектоники и сейсмичности Армянской ССР и прилежащих частей Малого Кавказа по тому же принципу, что и И. В. Кириллова и др. (1960). Некоторые подпруженные долины вновь указываются как прогибы.

Из сопоставления между собою данных о высотных положениях террас всей области Малого Кавказа вытекает, что взаимоотношения их всюду характеризуются почти одними и теми же или близкими между собою величинами. Эти данные, несомненно, отражают процессы поднятия в четвертичное время всей области Малого Кавказа. Поднятие это было дифференцированным, сложным, но в общем имело сводообразный характер, доказательством чему являются факты погружения террас по выходе их из гор на равнину и постепенное увеличение относительной высоты их и древних днищ от равнины к центру гор.

Некоторые движения (эпейрогенические) по древним тектоническим нарушениям происходят время от времени и в современную эпоху, чем обусловлена сейсмичность отдельных областей и районов Малого Кавказа. Интересно отметить, что повторные нивелировки, произведенные вдоль линии азербайджанской железной дороги, показали, что отдельные участки Апшеронского полуострова за 26 лет испытали поднятие до 19 *см*, а Куринская депрессия у Евлаха опустилась за то же время на 16 *см*. Таким образом, горные хребты продолжают испытывать поднятие, а депрессии—погружение. Показательна также повышенная сейсмичность многих районов Малого Кавказа, проявившаяся в крупных землетрясениях (Шемаха, Гори, Ахалкалаки, Ленинакан, Ереван, Зангезур и др.). Все это свидетельствует об интенсивной тектонической жизни области, являющейся частью одного из крупнейших на Земле геосинклинальных поясов.

Из вышеизложенного по истории геологического развития Кавказа, а также характеристики его четвертичных отложений отчетливо явствует, что развитие рельефа этого горного сооружения произошло не в конце постплиоцена, как предполагают некоторые исследователи, а началось еще с неогенового времени (а местами и с конца палеогена).

Последний вывод является бесспорным, так как доказывается наличием мио-и плиоценовых ингрессивных толщ: вулканогенных—Горисской и Ишихлинской, глинисто-диатомитовой—Сисианской (в Зангезуре, бассейн рр. Воротан и Акяра-чай), а также Кельской—в центральной части Большого Кавказа (Кельское плато).

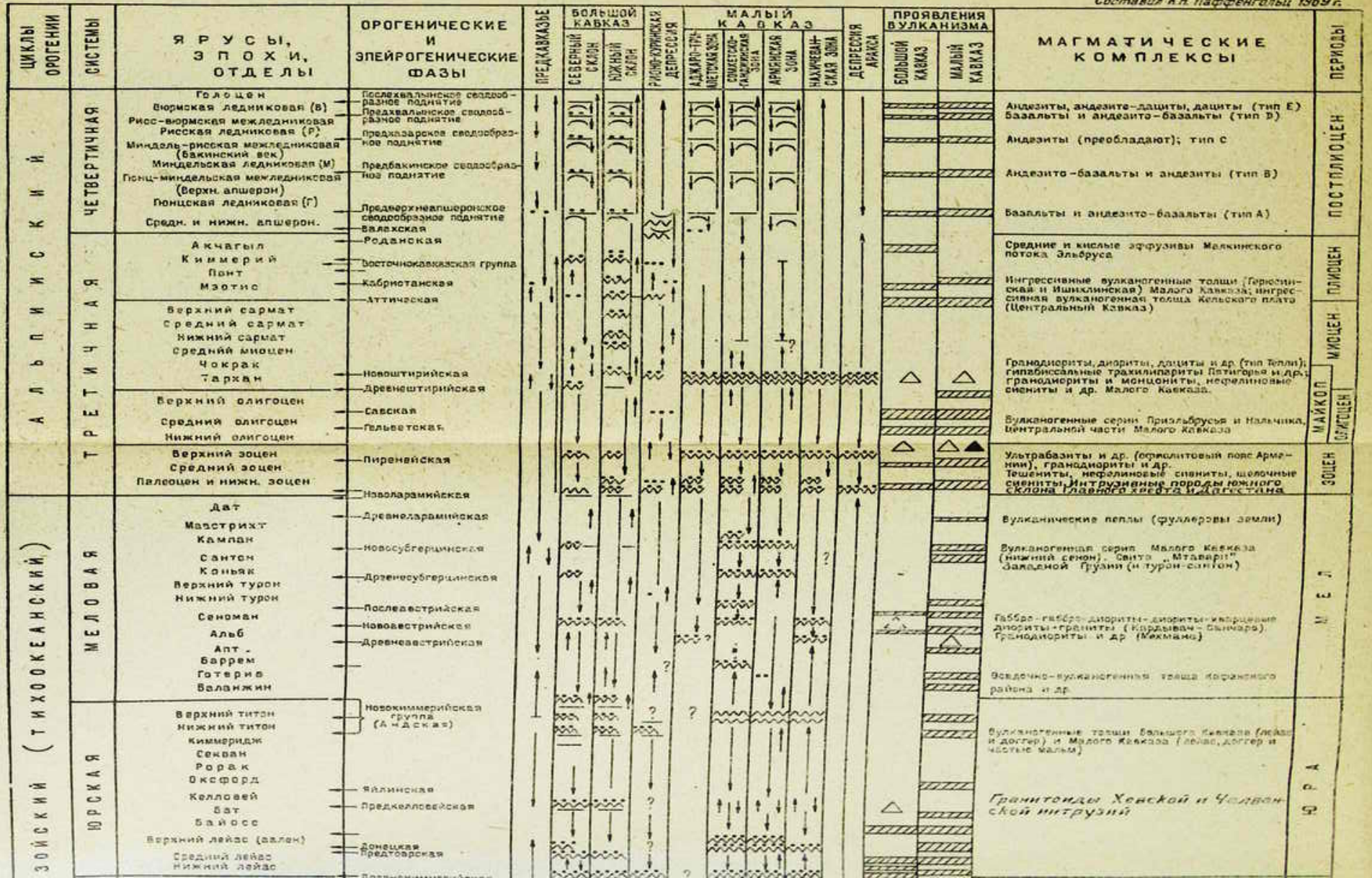
Резюмируя все вышеизложенное можно прийти к выводу, что история геологического развития Кавказа отличается большой сложностью. Древнейшие стадии развития этого горного сооружения еще не расшифрованы, так как интенсивно дислоцированные кристаллические сланцы докембрия в достаточной степени еще не расчленены.

Начиная же с палеозойского и кончая четвертичным временем история Кавказа распадается на ряд крупных этапов, отличающихся один от другого как планом распределения на Кавказе суши и моря и режимов колебательных движений земной коры, так и общим направлением развития страны.

Рис.3

ОРОГЕНИЧЕСКИЕ И ЭПЕЙРОГЕНИЧЕСКИЕ ФАЗЫ КАВКАЗА

Составили К.Н. Паффенгольц 1969 г.



Анализ палеогеографических схем показывает, что по характеру распределения фаций во всем Кавказском бассейне выделяются два типа эпох. Эпохи одного типа (палеозой, триас, верхняя юра, нижний мел, миоцен-плиоцен) характеризуются весьма отчетливой зональностью в распределении фаций, в то время как осадки других эпох (лейас, доггер, верхний мел, эоцен—олигоцен) отличаются более или менее значительным фациальным однообразием.

Вышеуказанные циклы изменения фациальной зональности обусловлены зависимостью степени устойчивости распределения областей размыва и отложения от степени устойчивости береговых линий.

4. О НОВЕЙШИХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ТЕОРИЯХ

Фантазия—четвертая главная сила нашего духовного существа. Фантазия витает над чувственностью и притягивается ею. Но как только она замечает вверху разум, она тесно примыкает к этому высшему руководителю. Так мы видим круг наших состояний вполне замкнутым и тем не менее бесконечным, потому что одна способность нуждается в другой и все должны помогать друг другу.

Гёте.

Гипотезы—это леса, которые возводят перед зданием и сносят, когда здание готово. Они необходимы для работника, который не должен только принимать леса за здание.

Гёте.

Двух вещей нужно остерегаться всеми силами: когда ограничиваешься своей специальностью—окостенения; когда выступаешь из нее—дилетантства.

Гёте

В заключение уместно коснуться некоторых новейших геотектонических теорий. Основные этапы развития геотектоники до расцвета контрационной гипотезы и детальный разбор новейших гипотез приведен у В. В. Белоусова (1962). Из старых работ по этому же вопросу следует отметить труд А. С. Мойсеева («Введение в геотектонику», 1939), и известную сводку Д. И. Мушкетова («Региональная геотектоника», 1935).

Новейшие теории признают первостепенную роль продолжающейся в ходе геологической истории глубинной дифференциации вещества Земли, происходящей при участии радиотермического его переплавления, т. е. важнейшим энергетическим фактором является радиоактивность.

Заслуживает внимания так называемая «ундационная» или «волновая» (вернее колебательная) тектоническая теория, разработанная голландским геологом Беммеленом. Эта теория относится к теории фиксизма и биказуальным теориям. В соответствии с другими теориями школы фиксизма (Зюсс, Бертран, Стилле, Кобер, Борн и др.) Беммелен полагает, что материки разрастаются путем присоединения к более древним их частям новых, после больших орогенических периодов. Материалом такого обрастания материков служит габброидальная базальтовая материнская магма, которая названа была Краусом «сальсима» (при ее дифференциации).

Видимо, в это время происходит и тектоно-магматическая активизация прилежащих частей платформ; связана она с развитием синхронных и смежных с ними геосинклинальных прогибов.

В теории Беммелена видна попытка определить переход областей первичного океана в области континентальные через геосинклинальные стадии. Океаны являются как бы резервуарами латентной магматической энергии.

Эта ундационная или волновая теория, которую можно было бы, конечно, называть аналогично теории Хаармана просто колебательной теорией, дает синтез генетических соотношений между всеми различными геологическими, вулканическими и геофизическими феноменами, объединяя их все вместе в общем представлении основного геотектогенеза.

Гипотеза Беммелена представляет очень большой интерес. Это первая современная геотектоническая гипотеза, которая охватила в единой концепции широкий комплекс разнообразных тектонических явлений, включающих как развитие геосинклинали, так и формирование океанов и материков. Без сомнения, заслуживает поддержки основная мысль автора об единстве физико-химической и тектонической жизни земного шара, хотя физико-химическая сторона гипотезы рассмотрена Беммеленом еще не полностью. Заслуживает полного признания привлечение дифференциаций вещества по плотности в качестве главного глубинного процесса. Эта идея полностью разделяется и В. В. Белоусовым (1962), последний разделяет также представление о первичности вертикальных движений, о волнообразном развитии геосинклиналей и о вторичности океанов.

В 1942—1943 гг. В. В. Белоусовым была опубликована так называемая радиомиграционная геотектоническая гипотеза. Основные ее положения состояли в следующем.

Взгляд на складчатость как на результат вертикальных движений земной коры позволил рассматривать причины лишь колебательных движений и магматизма. В качестве основного энергетического фактора авторами была принята радиоактивность. Но существенной чертой представлений Белоусова, отличавшей их от других «радиоактивных» гипотез того времени, являлась идея неравномерного и меняющегося во времени распределения радиоэлементов внутри Земли. Эта идея позволила преодолеть некоторые трудности и наметить перспективные пути для дальнейшего продвижения в теоретических вопросах геотектоники. Изменение распределения радиоэлементов в Земле связано с миграцией, перемещением ее материала и в основном—с образованием в земной коре больших гранитных интрузий, что обусловлено, вероятнее всего, направленным процессом дифференции материала Земли по плотности.

Согласно этой гипотезе основой развития структуры Земли является стремление к термодинамической устойчивости.

Далее В. В. Белоусов признал в качестве важного энергетического фактора, кроме радиоактивности, также силу тяжести, что позволяет, по его мнению, сделать дальнейшие шаги в понимании глубинных геофизических и геохимических процессов. Затем указанный автор, развивая идею дифференциации вещества как основу геотектонических процессов, высказал предположение, что дифференциация происходит самостоятельно на разных глубинах, как бы многоэтажно. В результате возникают вертикальные потоки материала—легкого вверх и тяжелого вниз. Эти потоки являются непосредственной причиной волнообразных колебательных движений земной коры, восходящих над поднимающимися потоками и нисходящих над опускающимися.

В. И. Попов (1960) выдвинул и развил гипотезу о ступенчатом центробежном развитии и разрастании оболочек литосферы. Согласно этой гипотезе, земные оболочки развиваются центробежно, т. е. вышележащие оболочки возникают из вещества, заимствуемого из продуктов дифференциации глубже лежащих и ранее возникших оболочек. Они развиваются ступенчато в том смысле, что в каждом участке литосферы более глубокие оболочки возникали, точнее, начинали и заканчивали свое развитие раньше, чем залегающие ближе к поверхности Земли. В иных участках такое же поочередное развитие всех этих оболочек могло продолжаться и позднее, вплоть до настоящего времени (в пределах океанических территорий).

Согласно гипотезе центробежного ступенчатого развития оболочек литосферы, при первичной дифференциации Земли обособились железное ядро и перидотитовая оболочка.

Позднее, за счет глубинной дифференциации перидотитовой оболочки возникла нижняя сиалическая оболочка—базальтовая, которая таким же образом порождала налегающую на нее гранитную оболочку; обе эти сиалические оболочки при своем разрушении давали лежащую выше—осадочную.

При этом взаимное обособление земного ядра и перидотитовой оболочки происходило в жидком состоянии. После их затвердевания путем радиотермического селективного переплавления литосферы последовательно возникали магматические сиалические оболочки—базальтовая и затем гранитная.

Ядра роста материков отличаются от междуядерных участков своей наибольшей магматической активностью, в частности— особенно обильными извержениями гранитной, а также местами и базальтовой магмы. Это обусловлено, видимо, местным подъемом геоизотерм, обязанным несколько большему изначальному содержанию рассеянных радиоактивных элементов в подкоровых зонах подошвы ядерных участков земной коры.

Принципиально новую тектоническую теорию выдвинул В. В. Тихомиров (1963). Автор указывает на существующую зависимость между мощностью и строением земной коры, с одной стороны, и характером крупных тектонических структур—с другой.

По данным геолого-геофизических исследований в зонах погружения, как правило, отмечается утоньшение земной коры, а в воздымающихся участках кора резко утолщена и поверхность Мохоровичича соответственно опущена.

Исходя из идеи об единой причинной связи геохимических и тектонических явлений, В. В. Тихомиров считает, что преобразование земной коры происходит в результате метасоматоза и что поднятия и погружения обусловлены воздействием каких-то факторов, проявляющихся в значительных глубинах подкорового слоя.

Эта переработка земной коры происходит, предположительно, под воздействием так называемых сквозьмагматических растворов Д. С. Коржинского, т. е. потока различных химических элементов, поднимающихся из глубин мантии в ее верхние слои и далее проникающих в земную кору. При этом в зонах погружения происходит вторжение диффузионного потока ферромагнезиального состава, базифицирующего нижние части гранитного слоя. В зонах же воздымания происходит движение диффузионного потока сиалического состава, дебазифицирующего основные породы, превращая их в кислые, наращивая вниз гранитный слой за счет метасоматической переработки верхней части базальтовой толщи. Этот же поток, воздействуя на самые верхи мантии, преобразует ультраосновную породу в габбро, что вызывает

погружение поверхности Мохо и возникновение так называемых корней гор. Этот процесс сопровождается антиклинальным выгибанием верхних слоев земной коры и возникновением горных кряжей.

Таким образом, основным положением изложенной гипотезы является точка зрения о примате метасоматических процессов, вызываемых различными ионными потоками, поднимающимися из верхней или средней мантии. Метасоматоз взаимосвязан с явлениями перестройки земной коры и наблюдаемыми на поверхности тектоническими процессами.

Происхождение и образование земной коры и магмы подробно дискутирует в своей последней работе Р. В. Беммелен (1968). Автор рассматривает некоторые спорные петрологические проблемы, описанные в научной литературе.

Согласно концепции «классического магматизма» сиалическая кора выделилась из мантии в процессе развития Земли, что сопровождалось ростом коры. По «неогуттоническим» представлениям кора образовалась снаружи в одну из ранних фаз развития Земли. Образование протосиалической оболочки (чехла) могло иметь место или в самом начале развития (по теории горячей праземли: Риттманн), или вскоре после аггломерации холодной праземли (по представлениям Урейя и Берлага).

Превращение этого протосиалического чехла в сиалическую кору произошло во время бесчисленных геохимических циклов истории Земли («неогуттонизм» по Ньювенкампу). В последний отрезок истории Земли была достигнута новая фаза планетарного развития. Обширные части сиалической коры были мантией «разъедены, поглощены и переварены», причем возникли океаны с базальтовой корой. Эти относительно молодые физико-химические процессы восприятия сиалической коры в мантии, Беммелен называет «средиземноморским типом океанизации».

Различают базальтовые магмы, зарождающиеся в верхней мантии, и известково-щелочной («тихоокеанский») магматический ряд, который отделяется от сиалической коры и ее осадочной оболочки.

Это различие отвечает точке зрения Риттманна о «бимодализме» магм и Ньювенкампа о делении их на океанический и континентальный типы («метаболизм»).

Кроме того, встречаются также переходы между этими двумя основными типами коры и сопровождающими их магмами. Эти переходы могут наблюдаться в современных небольших океанических бассейнах с погружающейся корой средиземноморского вида и мощным осадочным накоплением (Менард). В этих областях еще продолжается процесс средиземноморской океанизации.

В заключение автор обосновывает синтетическую модель происхождения и развития земной коры и магмы согласно его ундационной теории.

По исследованиям С. И. Субботина и др. (1968), существенное значение для развития Земли имеет непостоянство скорости вращения, а также неоднородное строение и состояние вещества в различных геосферах. Скачкообразные изменения обусловливают возникновение дополнительных геодинамических напряжений, местоположение которых определяется и неоднородностями геосфер, в частности верхней мантии; глубины 50—300—400 *км*, м. б.—700 *м*. Верхняя мантия является нестабильной зоной, характеризующейся протеканием в ней различных превращений, наличием термически «размягченного» слоя вещества и, возможно, в некоторой мере его неоднородным составом.

Основными процессами, вызывающими движение земной коры, служат фазовый, полиморфный, электронный переходы и химические

перестройки вещества в толще верхней мантии Земли со скачкообразным изменением объема, происходящим, главным образом, в интервале глубин от 50 до 400—500 *км* в связи с изменением термодинамических условий—давления и температуры.

Этими процессами обусловлено и магмообразование, так как тектогенез и магматизм взаимно связаны.

В магмообразовании Ю. М. Шейнманн (1968) различает два типа: один, связанный с сильными движениями на глубине, и второй—в областях медленных и малоконтрастных движений в верхах мантии. Для первого типа характерно образование магм в результате значительного притока глубинной энергии; таковы все магмы геосинклиналей. В верхах мантии магма возникает в областях потенциального плавления (волновод Гутенберга) в результате местных понижений давления.

Сравнивая между собою вышеприведенные новейшие тектонические теории, можно констатировать, несмотря на их различия, многие сходные положения; основным же энергетическим фактором является дифференциация вещества Земли.

Заканчивая на этом краткий обзор, уместно привести слова Н. С. Шатского (1947): «В геотектонике существуют задачи, далекие от той области, где научная фантазия стоит на грани перехода к поэзии. Эти задачи не менее интересны, они требуют большого упорства в работе, но решение их приносит большее удовлетворение, чем искание новых гипотез».

IV. ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Но решающий голос в петрогенетической проблеме остается за геологией.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1934)

Гранит был уже в давнее время достопримечательной породой и остался таковой до нынешних дней.

Гёте.

Увлечение микрографией и пренебрежение геологическими отношениями породы, т. е. увлечение тем, что немцы называли петрографией мелких осколков (Splitterpetrographie) что сравнительная легкость, с которой на этом поприще можно было сделать работу и дать нечто более или менее полезное, а часто и новое, могли привести петрографию к тупику.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. 1908.

Проявления интрузивного вулканизма на Кавказе охватывают, как указывалось, время от протерозоя до верхнего палеогена включительно. и тесно связаны с эволюцией его структур.

Интрузивные породы этого горного сооружения весьма многочисленны и разнообразны как по составу, так и по возрасту; представлены они различными производными кислой и основной магм, приурочены к различным тектоническим зонам и связаны обычно с определенными орогеническими фазами. Но упомянутая закономерность является лишь приближенной; нередко в одной и той же зоне встречаются интрузивные образования различных возрастов. Интересно подчеркнуть, что магматические циклы, как эффузивные, так и интрузивные, обычно «стартовали» с основных образований и заканчивались кислыми.

Наиболее широко вулканизм проявился на территории Малого Кавказа, где он сравнительно хорошо изучен. Внутри отдельных тектоно-магматических комплексов обычно отмечается последовательный ряд извержений, давших полную петрографическую гамму от ультраосновных и основных до кислых и местами типичных щелочных пород.

Развитие магматизма происходит в тесной связи с определенными этапами тектонического развития региона и со складчато-глыбовыми движениями структурно-тектонических зон. Проявления эффузивного вулканизма связаны с этапами прогибания (иногда относительного) геосинклинальных зон, а интрузивного—с этапами складкообразования и воздымания. Основные и ультраосновные интрузивные породы приурочены к зонам интенсивной складчатости, осложненным разломами различной амплитуды; средние и умеренно-кислые интрузии локализуются в районах с более спокойной складчатостью. В завершающем этапе тектоно-магматического цикла происходит внедрение посторогенных гипабиссальных интрузий щелочных гранитоидов и типичных щелочных эффузивных и интрузивных пород. Таким образом,

с определенными этапами развития тектонических структур связано внедрение различных по химическому составу интрузивных пород.

Ниже приводится краткая характеристика пород главнейших интрузивных комплексов в возрастном порядке, обоснованном выше в стратиграфическом обзоре.

ДОПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Древнейшие интрузивные породы Кавказа подчинены толщам кристаллических сланцев, они претерпели длительный региональный, а затем и контактовый (под воздействием более молодых интрузий) метаморфизм, в результате которого представлены ныне различными ортосланцами. Последние подразделяются на Большом Кавказе на две группы. К первой принадлежат сильно измененные, огнейсованные разности (ортогнейсы, рассланцованные диориты), ко второй—более молодые, сохранившие свой нормальный облик породы. В той и другой группе представлены как кислые, так и основные и ультраосновные разности, т. е. полная серия дифференциатов (И. Г. Кузнецов, 1947). Первую группу пород условно относят к концу архея, вторую—к концу протерозоя.

Наиболее ранними магматическими проявлениями надо считать амфиболиты и некоторые роговообманковые сланцы в толще гнейсов Главного хребта. Они образуют здесь пачки мощностью от нескольких десятков и сотен метров и представляют собой метаморфизованные образования, синхроничные вмещающим их парасланцам.

В бассейне верховья р. Малки развиты протерозойские интрузии субвулканического типа, представленные пластовыми или штокообразными телами плагиогранит-порфиров, диабазов и диабазовых порфиритов. Последние слагают и секущие дайки.

Амфиболиты верховьев Большой Лабы представляют метаморфизованные породы габбро-диабазового семейства; иногда в них можно видеть метаморфизованные гипербазиты типа горнблендитов.

На Южном склоне Главного хребта, в пределах Абхазии протерозой представлен мощной (свыше 3000 *м*) свитой биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов. Комплекс нередко прорван и местами инъецирован разновозрастными магматическими породами, почему протерпел наряду с глубоким региональным также и существенный контактовый метаморфизм.

На территории Армении интрузивные образования докембрия пока не доказаны.

Указанные докембрийские интрузивные образования в петрографическом отношении изучены еще далеко не достаточно. Описывались они лишь попутно, при исследовании включающих их молодых образований, более интересных в металлогеническом отношении. Сведения о них имеются в работах Г. Д. Афанасьева (1950, 1958), В. В. Плошко (1965), Г. М. Заридзе (1961), Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили (1959) и др.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Впервые расчленение древних интрузивных комплексов северо-западного Кавказа на родственные ассоциации пород произведено Г. Д. Афанасьевым (1950) на основе их геологического положения и специфики вещественного состава. При этом особое внимание было уделено выяснению последовательности формирования, размещения и петро-

генетических соотношений выделенных ассоциаций и их отдельных членов.

Впоследствии, на основании новых материалов геологических исследований возрастная схема упомянутого автора уточнялась и дополнялась, и в настоящее время (см. выше) с большой долей вероятия можно принять следующую последовательность палеозойских интрузивных образований Кавказа, связанных с определенными орогеническими фазами: 1—древнекаледонской, 2—новокаледонской, 3—предверхнедевонской, 4—бретонской, 5—судетской и 6—предпермской.

1. Древнекаледонские интрузии. К этому возрасту можно отнести лишь одну интрузию—Арзаканскую—в Армении, представленную гнейсовидными гранитами. На Большом Кавказе интрузий этого времени пока не встречено.

В палеозойском интрузивном комплексе, связанном с метаморфическими сланцами кембрия—докембрия, слагающими Мисханский (Цахкуняцский) срединный массив в Армении, выделяются интрузии, связанные с древнекаледонской, новокаледонской и судетской орогеническими фазами.

С первой из указанных фаз связан Арзаканский комплекс гнейсовидных гранитов и других пород, со второй—«серые» кварцевые диориты Агверанского района, с третьей—лейкократовые («белые») граниты Цахкуняцского хребта.

Древнекаледонский комплекс представлен апоперидотитами, габбро, габбро-амфиболитами, габбро-порфиритами, габбро-диоритами, диабазами, гнейсовидными гранитами и мигматит-гранитами.

Габбро и габбро-амфиболиты слагают лакколитообразные, линзообразные, пластообразные, штоковидные и бесформенные тела в районе развалин сел. Далар, сел. Лусагюх, г. Дамлик и др.

Серпентиниты (апоперидотиты) известны лишь в двух пунктах района: 1—к западу от сел. Анкаван (Мисхана), на водоразделе Цахкуняцского хребта, вблизи мраморных карьеров г. Дамлик и 2—в верховье рч. Агверан.

От вмещающих древних сланцев серпентиниты отличаются своей структурой, текстурой, более массивным строением; отчетливо прорывают метаморфические сланцы и подчиненные им мраморы.

Структура серпентинитов волокнистая, мелкочешуйчатая, нередко петельчатая. Минеральный состав: серпентин, хлорит, тальк и магнетит, иногда встречается актинолит. Наблюдаются реликты оливина и моноклинного пироксена.

Габбровые породы и диабазы всюду явно секут сланцевую толщу, часто образуя вокруг себя зоны роговиков, а в контакте с известняками—скарны (г. Алмалы и др.).

Габбро и диабазы представляют характерные породы, нередко эпидотизированные и хлоритизированные. Весьма часто габбро амфиболитизированы до перехода в амфиболиты. Минеральный состав габбро определяется наличием преобладающего (50—65%) основного плагиоклаза, моноклинного пироксена, роговой обманки, иногда биотита, магнетита, сфена и апатита. Структура пойкилитовая, иногда габбровая.

В диабазах преобладающим минералом также является плагиоклаз лабрадорового ряда, затем идут зеленая роговая обманка, моноклинный пироксен и магнетит. Структура типично диабазовая.

Среди вышеуказанных интрузивных тел наиболее характерной является Даларская интрузия, расположенная в среднем течении р. Далар (пр. приток р. Раздан), к северу от сел. Арзакан. Местами здесь встречаются шлировые проявления хромистого железняка.

Гнейсовидные граниты (мигматит-граниты других авторов) обнажаются между сс. Арзакан и Бжни на площади свыше 10 *км*^{2}.

Порода средне- и чаще крупнозернистая, серого и темно-серого цвета, местами с слабо красноватым оттенком. Нередко носит следы сильного динамического воздействия, выражающегося в полосчатой текстуре.

Структура полнокристаллическая, гипидиоморфнозернистая, текстура массивная, нередко полосчатая. Минеральный состав: плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат, биотит, мусковит; акцессории—апатит, рудный минерал, циркон (редко), вторичные—эпидот, серицит, хлорит, железистые и глинистые продукты.

Плагиоклаз кислый (альбитового ряда) нередко тонкополисинтетически сдвойникованный с антипертитовыми врастками; обычно серицитизирован и пелитизирован. Калиевый полевой шпат представлен микроклином, большей частью решетчатым; часты пертитовые срастания. Нередко буроватого цвета от глинистых продуктов разложения. Количество микроклина переменное, нередко отсутствует.

Кварц раздробленный—с зубчатой структурой и волнистым погасанием. Биотит и мусковит то вместе, то порознь; преобладают биотитовые граниты.

Краевая фация представлена мелкозернистыми лейкократовыми гранитами, обычно сильно рассланцованными. Эти породы безслюдистые, существенно плагиоклазовые, богатые кварцем. Наблюдаются инъекции в метаморфические сланцы, с образованием роговиков и скарнов (с гранатом и турмалином).

В гранит-мигматитах наблюдается от 30 до 60% вещества слюдисто-кварцевых сланцев в виде прослойков и уплощенных линзочек, толщиной большей частью от 1 до 4 *мм*, распределенных в породе более или менее равномерно. Указываются также (Г. П. Багдасарян) заполнения лейкократовой гранитной магмой крупных трещин (по сланцеватости), в результате чего формировались одновременно многочисленные пластовые жилы и дайки трондьемитового гранита. Абсолютный возраст мигматит-гранитов по данным радиологических исследований равен 72—94 млн. лет, что не отвечает геологическим данным. Эти цифры отвечают таковым для Агверанской интрузии кварцевых диоритов (см. ниже), но считать эти интрузии одновозрастными ни в коем случае нельзя; этому явно противоречат их структурные взаимоотношения. Агверанская интрузия во всяком случае моложе.

2. Новокаледонские интрузии. На Большом Кавказе интрузии этого возраста не известны; на Малом Кавказе с новокаледонской орогенической фазой связывается Агверанская интрузия кварцевых диоритов Армении.

Агверанская интрузия находится к востоку от сел. Агверан, в бассейне р. Далар, правого притока р. Раздан. Площадь ее около 25 *км*^{2}, форма округлая, штокообразная; массив приурочен к ядру антиклинали, сложенной метаморфическими сланцами докембрия, перекрывается трансгрессивно вулканогенной толщей олигоцена, но гальки пород массива встречаются также в базальном конгломерате верхнего мела этого района. Определения абсолютного возраста пород интрузии дают цифру 73—96 млн. лет, что совершенно не отвечает геологическим данным (см. выше).

Сложена интрузия кварцевыми диоритами, дающими переходы, с одной стороны, к диоритам и реже к габбро-диоритам, а с другой—к гранодиоритам и гранитам. Жильные породы представлены габбро-диоритами.

Порода серого цвета, средне- и крупнозернистая (1,5—2 до 3—4 *мм*). Структура полнокристаллическая, обычно гипидиоморфнозернистая, текстура массивная, порядок идиоморфизма обычный. Минеральный состав: плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, биотит, роговая обманка, авгит; акцессории—апатит, рудный минерал, циркон (редко); вторичные—хлорит, серицит, карбонат, эпидот, глинистые продукты. Калиевый полевой шпат часто отсутствует.

Увеличение количества кали-натрового полевого шпата ведет к образованию гранодиоритов, а отсутствие его и преобладание того или иного темноцветного компонента—дают переходные разности в виде диоритов, габбро-диоритов и даже габбро. Последние три разности наблюдаются в краевых частях интрузии; в центральной части ее преобладают среднезернистые кварц-биотитовые диориты. В кровле интрузии были более основные разности—вплоть до сиенитов.

В формировании пород массива большую роль играли, видимо, процессы ассимиляции, судя по наличию в интрузии многочисленных ксенолитов сланцев и подчиненных мраморов.

3. Предверхнедевонские интрузии. К этому возрасту на Большом Кавказе относятся породы так называемого Уруштенского комплекса, развитые в северо-западной части северного склона указанного горного сооружения. Впервые этот комплекс выделен и описан Г. Д. Афанасьевым (1950), а впоследствии детализирован В. В. Плошко (1965). Возраст этого интрузивного комплекса являлся спорным; впервые его отнесли к новокаледонскому времени, но соответствующая орогеническая фаза на северном склоне Б. Кавказа ныне отвергается (см. выше). Определения абсолютного возраста этих пород из зоны Передового хребта дают в основном цифру в 345 млн. лет, что отвечает границе средне- и позднедевонского времени, т. е. предверхнедевонской фазе. Такой вывод находится в соответствии с тем, что породы Уруштенского комплекса несколько древнее «красных» гранитов (позднедевонских).

Таким образом, Уруштенский магматический комплекс является наиболее древним на Северном Кавказе; представлен он последовательной интрузивной серией габброидов, ультрабазитов, тоналитов, плагиогранитов, плагиоаляскитов, жильных пегматитов и аплитов.

Габброиды обычно метаморфизованы до состояния различных амфиболитов. Внешне массивные темно-серые амфиболиты состоят в основном из олигоклаз-андезина (№ 29), обыкновенной роговой обманки и кварца; в небольшом количестве встречаются эпидот, хлорит и карбонаты.

Эпидотовые габбро-амфиболиты слагают пластовые жилы (до 2 *м*). Породы темные с зеленоватым оттенком, среднезернистые, структура гранобластовая, текстура массивная или гнейсовидная. Минеральный состав: роговая обманка (обыкновенная), эпидот, хлорит, альбит, сфен и титаномагнетит.

Серпентинизированные пироксениты слагают незначительные участки среди крупных массивов серпентинитов. Порода массивная, крупно- или среднезернистая, серого цвета с зеленым или темным оттенком. Структура призматически-зернистая; минеральный состав: энстатит (бронзит), оливин, пикотит, хромит, магнетит, диопсид, актинолит, бастит, хлорит, тальк, иддингсит, антигорит, хризотил и карбонаты. Участками это почти мономинеральные образования, состоящие на 90—95% из ромбического пироксена и хромшпинелидов (бронзитит). Встречаются интенсивно серпентинизированные или карбонатизированные разновидности этих пироксенитов.

Интенсивная баститизация пироксенитов приводит к образованию бастититов, пород, близких по составу к серпентинитам, но резко отличающихся от последних по текстурным и структурным признакам.

Среди серпентинитов различаются по текстурным признакам три разновидности: массивные, рассланцованные и брекчированные. Крупные тела серпентинитов, как правило, сложены массивными разностями последних. В зависимости от содержания того или иного минерала выделяются следующие разности серпентинитов: хризотиловые, антигоритовые и серпентиниты смешанного типа.

Структура серпентинитов решетчатая, петельчатая, перекрещенно-волокнистая, параллельно-волокнистая, пламеневидная и петельчато-лучистая, причем листоватые и лучистые типы структур характерны, как правило, для антигоритовых и смешанных серпентинитов. Реликтовыми минералами в серпентинитах являются оливин, ромбический пироксен (ряда энстатит-бронзита), пикотит, хромит и некоторое количество магнетита.

Видимо, к этому же возрасту относятся выходы габбро-перидотитов, приуроченных к высокогорной зоне центральной части Главного хребта, описанных И. Г. Кузнецовым (1947).

В зоне Главного хребта в пределах выходов древнего кристаллического фундамента довольно широко распространены в форме сравнительно мелких тел породы габбро-перидотитового ряда. Эти породы древнее гранитов Главного хребта и вместе с тем сохраняют нормальный облик массивных горных пород, резко отличаются от древних амфиболитов и оказываются моложе всех древнейших кислых и основных интрузивов, превращенных в ортогнейсы и амфиболиты.

Представлен указанный комплекс роговообманковыми и роговообманково-пироксеновыми перидотитами, пироксенитами, горнблендитами, роговообманковыми габбро и отчасти даже диоритами. Перечисленные породы иногда встречаются одновременно в одних и тех же обнажениях и обнаруживают между собой всевозможные переходы. Наиболее крупные их выходы (0,5—1,0 *км*²) установлены в Кабардинской АССР (рр. Туяла, Сукан, Черек и др.) и Северной Осетии (район сел. Стыр-Дигор).

И. Г. Кузнецов (1947) подчеркивает, что к этой формации не относятся породы семейства габбро из верховьев рр. Большого и Малого Зеленчуков (И. И. Бессонов, 1938), а также подчиненные другой тектонической зоне и более молодые по возрасту породы массивов Кызылчук-Кяфар-Агур и Зеленчук-Гидам-Хатипара, которые по геохимическим признакам ошибочно относились к южной зоне.

Перидотиты указанного комплекса представляют крупнозернистые породы, состоящие из роговой обманки и оливина, часто нацело серпентинизированного. Среди роговой обманки местами сохраняются островки моноклинного пироксена; второстепенные минералы—слюда, пикотит и рудные. Уменьшение количества оливина до полного его исчезновения приводит к горнблендитам, а появление в последних основных плагиоклазов и увеличение количества последних обусловливает переходы от типичных горнблендитов к типичным роговообманковым габбро.

Внедрение кислых интрузий Уруштенского комплекса происходило в несколько фаз: гранодиоритовую, гранитовую, аляскитовую и пегматито-аплитовую (Г. Д. Афанасьев, 1950, 1958).

Интрузии гранодиоритовой и гранитной фаз формировались на большой глубине; интрузии первой фазы имеют батолито-подобную форму (хр. Большие Балканы), а гранитной—представляют пластообразные и штокообразные тела относительно небольшого объема.

Видимо, к уруштенскому комплексу следует отнести и Малкинский серпентинитовый массив*, поскольку он несколько древнее малкинских «красных» гранитов (позднедевонских).

Серпентиниты Малкинского массива (открыт Г. Абихом, 1853) образовались за счет гарцбургитов, которые в периферических частях массива постепенно сменялись лерцолитами. Процесс серпентинизации перидотитов обусловлен автометаморфизмом. Порода представляет хризотило-баститовый серпентинит; первоначальный минеральный состав был следующий: оливин, ромбический гиперстен (энстатит-бронзит), моноклинный гиперстен (диаллаг-авгитового ряда), хромшпинелиды, магнетит и гематит (Н. Д. Соболев, 1952).

Д. П. Сердюченко (1932) установил среди массива серпентинитов также наличие дунитов.

С внедрением гранитной фазы связаны процессы контаминации и гибридизма с образованием гнейсовидных плагиогранодиоритов, по составу приближающихся к таковым гранодиоритовой фазы.

Среди гранитоидов всех фаз выделяются следующие разновидности: гнейсовидные плагиогранодиориты, плагиограниты, плагиоаляскиты, пегматиты и аплиты. Все они характеризуются разнообразием химического состава, хотя ассоциация слагающих их минералов довольно однообразна.

Гнейсовидные плагиогранодиориты (тоналиты) хр. Балканы образуют крупный массив до 3 *км* в поперечнике (Г. Д. Афанасьев, 1950). Порода светло-серого цвета, слабо огнейсованная, среднезернистая; структура гранитовая, катакластическая. Минеральный состав: основной олигоклаз (№ 27—30), развивающийся по нему альбит-олигоклаз (№ 15), кварц, обыкновенная роговая обманка, биотит; акцессории—апатит, рутил, магнетит, вторичные—актинолит, хлорит, эпидот, карбонат.

Гнейсовидные плагиограниты. Породы средне- и мелкозернистые, образуют пластовые интрузивные тела мощностью до 200 *м* отмечаются зеркала скольжения и зоны милонитизации. Цвет пород серый или розовато-серый, структура бластогранитовая, участками милонитовая. Минеральный состав: плагиоклаз (олигоклаз и альбит), кварц, мусковит, амфибол, биотит; акцессорные—апатит, сфен, ортит, рутил, магнетит, пирит, циркон (очень редко), вторичные—хлорит, клиноцоизит, цоизит.

В гранитоидах встречается довольно большое количество ксенолитов, сильно метаморфизованных, первичным источником которых в равной степени служат ультраосновные и основные породы; отличия между ними устанавливаются спектроскопически.

Гнейсовидные плагиоаляскиты обычно связаны взаимопереходами с гнейсовидными плагиогранитами, плагиоклазовыми гнейсами и пологими согласными кварцево-мусковитовыми жилами.

Породы характеризуются лейкократовым обликом и гнейсовидной текстурой; структура гранобластовая. По составу это существенно кварцево-полевошпатовые образования с заметным количеством мусковита и эпидота. Характерно почти полное отсутствие в них амфибола и биотита и проявление незначительного количества микроклина.

Гнейсовидные плагиоаляскиты обычно сопровождаются аплитами, пегматитами и пневматолито-гидротермальными образованиями различного состава.

Аплиты и пегматиты. Аплиты широко распространены среди вмещающих Уруштенский комплекс метаморфических образо-

* Некоторые исследователи относят его к раннему палеозою.

ваний; обычно ассоциируются с гнейсовидными плагиоаляскитами. Аплиты средне- и мелкозернистые породы лейкократового облика; структура гранобластовая, текстура гнейсовидная. Минеральный состав: плагиоклаз (№ 3—10), кварц, мусковит, эпидот (маложелезистый).

Пегматиты встречаются значительно реже аплитов и, как правило, среди пород, вмещающих кислые интрузии. Структура пород гранобластовая; минеральный состав: полисинтетически сдвойникованный альбит (№ 5—10), кварц, мусковит, акцессории—апатит и рутил.

Одной из особенностей Уруштенского магматического комплекса является развитие автометаморфических и метасоматических образований различного состава, связанных с воздействием кислых интрузий Уруштенского комплекса и экструзий верхнепалеозойского комплекса на ультрабазиты, габброиды и другие горные породы. Среди метасоматических образований выделяются три основные группы.

1—Наиболее высокотемпературные амфиболо-слюдистые образования; к ним относятся метаамфиболиты, актинолиты, биотитовые слюдиты и актинолит-флогопитовые породы.

2—Тальковые породы, представленные баститово-тальковыми, собственно тальковыми и хлоритово-тальковыми разностями, относящимися к менее температурным образованиям.

3—Карбонатные образования, представляющие наиболее низкотемпературные серии; к ним относятся карбонатные породы с апатитом, серпентин-тальк-хлорит, кварц-флогопит, хлорит-альбит, хлорит-кварц и кварц-карбонатные породы, чаще всего встречающиеся в бассейне р. Малой Лабы.

На основании вышеизложенного явствует, что гранитоидным породам Уруштенского комплекса присущ натриевый характер, причем конечные члены кислого ряда по обогащенности натрием приближаются к некоторым разновидностям щелочных пород. Преобладание натрия над калием в гранитоидах, габбро-амфиболитах и даже в бедных щелочами ультрабазитах также является специфическим свойством этого комплекса. Кали-натровый полевой шпат встречается как исключение в плагиоаляскитах, пегматитах и аплитах. Он отличается максимальным содержанием пертитового плагиоклаза. Характерными акцессорными минералами для этих пород являются ортит, эпидот, клиноцоизит, цоизит, апатит, циркон и барит, в составе которых в том или ином количестве присутствует стронций. Роль указанного элемента возрастает в пегматитовом и пневматолито-гидротермальном процессах кислых интрузий. Геохимическим критерием, характеризующим указанную серию пород, может служить также почти полное отсутствие в них таких элементов, как ниобий и тантал, появляющихся в более молодых комплексах Северного Кавказа (В. В. Плошко, 1965).

На южном склоне Главного хребта в пределах Абхазии Уруштенскому комплексу отвечает Блыбский интрузивный комплекс, представленный пластообразными интрузиями рассланцованных гранитов, гранодиоритов, диоритов и серпентинитов. М. Х. Срабонян (1959—1961) назвал их «тектонитами»; Е. А. Снежко (1958) отнес их к более молодому Лабинскому интрузивному комплексу.

Породы богаты биотитом, текстура характерная очковая; количественно-минеральный состав следующий: кварц—45%, плагиоклаз —32, биотит—21, мусковит—1, акцессории (сфен, апатит, циркон) —0,5%. Кварц двух генераций, угасание волнистое. Плагиоклаз почти нацело серицитизирован, биотит хлоритизирован. По химическому и петрографическому характеру и степени метаморфизма эти гранитоиды сильно отличаются от гранитоидов Главного хребта (см. ниже).

Результаты химических анализов среднепалеозойских интрузивных пород Большого Кавказа, пересчитанные нами на числовые характеристики А. Н. Заварицкого, представлены на векторной диаграмме (рис. 5); все векторные диаграммы (рис. 5—41)—в приложении.

Результаты химических анализов интрузивных пород и метаморфических сланцев верхнего протерозоя—нижнего-среднего палеозоя Малого Кавказа, пересчитанные нами на числовые характеристики А. Н. Заварицкого, представлены на векторной диаграмме (рис. 6).

Результаты химических анализов древних ультраосновных пород Большого Кавказа, пересчитанные нами на числовые характеристики А. Н. Заварицкого, представлены на векторной диаграмме (рис. 7).

4. Позднедевонские интрузии. К этому времени на Большом Кавказе относятся породы комплекса так называемых «красных» гранитов, развитых на северном его склоне и в Главном хребте; связаны они с бретонской орогенической фазой. Породы этого комплекса встречаются в Главном хребте совместно с «серыми» гранитами (раннекарбоновыми). Вопрос их взаимоотношений и возраста был разобран выше.

«Красные» граниты входят в комплекс сиенито-диоритовых пород, являющихся членами ряда последовательных дифференциатов: серпентин (апоперидотит)—габбро—габбро-диорит — сиенито-диорит-гранит. Представители этого ряда дифференциатов в большинстве районов имеют близкое территориальное расположение.

Особенностью их является то, что в них щелочной полевой шпат представлен почти всегда анортоклазом (наряду с микроклином). Среди «красных» гранитов выделяются по петрологическим особенностям два типа—малкинский гранитовый и карабекский сиенито-диоритовый. Малкинские граниты мало чем отличаются от гранитов Главного хребта балкарского типа; отличием является лишь их более распространенный розовый цвет. Одновозрастными с красными гранитами, видимо, являются и многие серпентинитовые массивы северного склона Главного хребта. «Красные» граниты слагают на северном склоне Большого Кавказа многие изолированные массивы, изученные с различной степенью детальности; встречены они также в буровой в районе гор. Черкесска. Принимая во внимание нахождение их в Дзирульском массиве, можно полагать, что они имели громадное развитие, способствуя консолидации эпигерцинской платформы.

Разности гранитов, слагающих различные массивы, петрографически весьма сходны между собой. Все породы комплекса детально охарактеризованы Г. А. Афанасьевым (1950 и др.). Типичные «красные» граниты представляют преимущественно равномернозернистые, крупнозернистые светлые породы, часто буроватой и даже красноватой окраски. Буроватая окраска является вторичной и обусловлена главным образом разложением железистого карбоната, часто содержащегося в этих породах. Буроватой окраской обладают также зерна калинатрового полевого шпата, что обусловлено их выветриванием с образованием пигмента из бурых окислов железа, получающихся при разложении включенных частиц гематита (?) и частого карбоната.

Структура пород обычно гипидиоморфнозернистая, текстура массивная; наблюдаются отчетливые явления катаклаза. Минеральный состав: плагиоклаз (олигоклаз № 18—20), микроклин, кварц, биотит, мусковит (редко); акцессории—апатит, редкие рудные, вторичные—хлорит, мусковит (по биотиту), пелитовые продукты.

Крайние западные выходы «красных» гранитов находятся по р. Белой, где они слагают Даховскую интрузию. Последняя формировалась также в две фазы—гранодиоритовую и аляскитовую. Гранодиорит мас-

сива по северной его периферии имеет нормальный интрузивный контакт с амфиболитами уруштенского комплекса. Гранодиориты секутся обильными жилами и мелкими телами розово-красных аляскитовых гранитов. По Г. Д. Афанасьеву (1950), это интрузия гранодиоритовой магмы средних глубин с более постоянными условиями охлаждения и кристаллизации, чем для малых интрузий этой области.

В районе г. Ятыргварта толща кристаллических сланцев, амфиболитов, змеевиков и гнейсов уруштенского комплекса интрудирована несколькими изолированными на поверхности интрузиями (р. Местыка, хр. хр. Ахцархва и М. Балканы).

Результаты геолого-петрографического изучения интрузивного комплекса горных пород, слагающих р-н горы Ятыргварты, позволяют установить основные черты петрологии этого комплекса, а именно: 1—последовательность внедрения щелочной серии пород; 2—разнообразие пород, как результат кристаллизационной дифференциации магмы in situ; 3—образование значительного разнообразия сингенетических пород; 4—изменение состава магмы от типично габбровой до адамелитовой и отсутствие процессов гибридизма (Затоковенко, 1941).

Состав этих малых интрузий разнообразен (Г. Д. Афанасьев, 1950). Местыкская интрузия сложена монцонитами, кварцевыми монцонитами, лейкократовыми гранодиоритами и сиенитами. Сложная интрузия хребтов Ахцархвы и М. Балканы представлена переходными разностями от кварцевых монцонитов к гранодиоритам, серыми и красноватыми гранитами, гранодиоритами, сиенитодиоритами и сиенитами. Одни исследователи возраст их определяют как раннекарбоновый, другие считают позднедевонскими, третьи—позднепалеозойскими.

В Закавказье «красные» граниты известны в Дзирульском кристаллическом массиве, где встречены совместно с «серыми» гранитами. На Малом Кавказе одновозрастными с «красными» гранитами следует считать гранитоиды Храмского и Локского массивов.

Дзирульский массив сложен, главным образом, гранитоидами, а также амфиболитами, габброидами, кристаллическими и метаморфическими сланцами. Кристаллические сланцы и амфиболиты секутся разнообразными габбро (пироксен-роговообманковым, роговообманково-биотитовым и др.), а последние—пегматитом, гранодиоритом и мелкозернистым биотитовым гранитом.

С кристаллическими сланцами связаны разнообразные гранитоиды—гнейсовидные, порфировидные, биотитовые, двуслюдяные и мусковитовые, аплиты и пегматиты.

Гнейсовидные биотитовые и двуслюдяные кварцевые диориты. Структура часто гипидиоморфнозернистая, иногда порфировидная. Минеральный состав: кварц (двух генераций), плагиоклаз (альбит-олигоклаз), микроклин, биотит, мусковит и акцессорные—циркон, апатит, сфен.

Порфировидные роговообманково-биотитовые кварцевые диориты. Структура гипидиоморфнозернистая; минеральный состав: кварц (мало), плагиоклаз (ряда олигоклаза, сильно измененный), калиевый полевой шпат, биотит, пространственно связанный с роговой обманкой. Акцессории—сфен (много), циркон, апатит, рудный минерал.

Г. М. Заридзе (1961) полагает, что эти диориты образовались за счет габбро, секущих амфиболиты.

Биотитовые двуслюдяные и мусковитовые гранитоиды. Структура гипидиоморфнозернистая, текстура иногда гнейсовидная; минеральный состав—характерный для гранитоидов:

кварц, плагиоклаз (обычно измененный), микроклин (решетчатый) и биотит; акцессории—циркон и рудный минерал.

Аплиты и пегматиты отмечены главным образом в гнейсовидных кварцевых диоритах и гранитоидах.

Аплиты имеют жильный характер, состоят из кварца, пелитизированного плагиоклаза, калиевого полевого шпата и в небольшом количестве—биотита и мусковита.

Пегматиты — крупнозернистые, неоднородные. Состоят из кварца, калиевого полевого шпата и крупных кристаллов сильно пелитизированного и слегка серицитизированного плагиоклаза, образующего с калишпатом микропегматитовые сростки. Псевдоморфозы хлорита по биотиту переполнены мелкими зернами рудного минерала.

Из второстепенных минералов встречены несколько округлых зерен граната и мелкий апатит.

Пегматитовые жилы особенно широко развиты в районе сел. Шроша; наиболее крупная жила, известная в местности Джвари, описана Е. В. Кузнецовой (1939).

Самыми молодыми магматическими образованиями Дзирульского массива являются диабаз-порфириты, секущие не только гранитоиды, но и пегматиты. Порода состоит из измененного плагиоклаза и нацело карбонатизированного железисто-магнезиального минерала.

Возрастная схема взаимоотношений пород Дзирульского массива представляется в следующем виде (Г. М. Заридзе, 1961).

6. Верхнепалеозойская вулканогенно-осадочная свита кварцево-порфирового (и кварцево-альбитофирового), реже основного состава.

5. Диабазы и порфириты, секущие гранитоиды.

4. Гранитоиды-граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, имеющие гнейсовидную и массивную текстуры; верхнепалеозойские (герцинские).

3. Нижнепалеозойская метаморфическая свита: аркозовые, граувакковые и серицитовые песчаники; углисто-глинистые, слюдяно-глинистые, гранат-хлоритоид-мусковитовые и другие сланцы, а также одновозрастные со свитой основные магматические породы. По региональным данным должны относиться, по нашему мнению, к нижнему—среднему девону.

2. Гнейсовидные и массивные кварцевые диориты. Вероятно связаны, по нашему мнению, с древнекаледонской орогенической фазой. В таком случае могут отвечать гнейсовидным гранитам Арзаканского района Армении (см. выше).

1. Кристаллические сланцы—амфиболиты, роговообманково-биотитовые сланцы, биотитовые сланцы, нацело преобразованные осадочные породы и другие.

На Малом Кавказе позднедевонские гранитоиды находятся в Сомхетско-Ганджинской зоне, в северо-западной ее части; слагают Храмский и Локский массивы.

Храмский кристаллический массив представляет в структурном отношении наиболее приподнятую часть Сомхетско-Ганджинской зоны. Для него устанавливается следующая возрастная последовательность пород: 1 — гнейсы кварцево-диоритовые (каледонские), 2 — основные магматические породы (семейства габбро и диабазов), 3—гранитоиды (герцинские), 4—диабазовые и порфиритовые породы (палеозойские), 5—кварцевые порфириты, гранитпорфиры и гранитоиды (верхнепалеозойские), 6—туфогенно-осадочные образования (верхнепалеозойские), 7—порфировые породы (мезозойские). Массив этот хорошо описан Г. М. Заридзе (1961).

Главная часть Храмского массива сложена гнейсовидными и массивными гранитоидами. Породы мелко- или среднезернистые, розоватого и серого цвета. В отличие от розовых гранитоидов серые их разности содержат в небольшом количестве калиевый полевой шпат.

Структура пород гипидиоморфнозернистая; минеральный состав: кварц, калиевый полевой шпат (решетчатый и нерешетчатый микроклин), плагиоклаз (кислого состава), мусковит, биотит; роговая обманка (редко); акцессории—апатит, циркон, флюорит, сфен, ортит и рудные, вторичные—хлорит и пелитовые продукты.

В описываемом массиве имеются все представители гранитоидов: кварцевые диориты, банатиты, гранодиориты и граниты.

Разнообразие в составе пород Г. М. Заридзе (1961) объясняет не дифференциацией, а различной интенсивностью процессов метасоматической гранитизации и неодинаковым составом материнских пород.

Указанные гранитоиды и гнейсы секутся дайками кварцевых порфиров и гранит-порфиров; они прорезают также породы верхнепалеозойской вулканогенно-осадочной свиты, представляя, вероятно, корни путей, питавших верхнепалеозойский вулканизм.

Химический состав гранитов Храмского массива по данным 15 анализов средних проб, приведен ниже в табл. 11.

Спектральные анализы для главных групп горных пород Храмского массива дали следующие результаты (табл. 1).

Таблица 1

Кварцевые диоритовые гнейсы	Ni	Co	Ti	Cr	Zr	Sr	Gu	Pb	Ga	V	Be	Li		
Гранитоиды	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	Ba	Zn

Совершенно отсутствуют: Mo, W, Nb, Ta, Ag, Sb, Bi, As, Cd, Sn, Ge и In.

Из сравнения вышеприведенных данных явствует, что по металлометрической характеристике обе группы пород весьма сходны между собой.

Локский массив (около 15 *км*^{2}) представлен в основном гранитоидами, интрудированными в метаморфические сланцы. Для гранитоидов характерна массивная текстура; гнейсовидные разности их являются редкими. Гранитоиды секутся дайками габброидов, разнообразных диабаз-порфиритов и др.

В западной части массива обнажаются кварцевые диориты, обладающие ясно выраженной гнейсовидностью. Они пересекаются микроклиновыми гранитами, преобладающими в восточной части массива и представленными двумя переходящими друг в друга разностями; биотитовыми и роговообманково-биотитовыми гранитоидами и лейкократовыми (аляскитовыми и мусковитовыми); промежуточное место занимают двуслюдяные гранитоиды.

Определение абсолютного возраста мусковита, извлеченного из пегматита этого массива, дало цифру 370±25 млн. лет, отвечающую возрастному интервалу девон-карбон.

Кварцевые диориты. Порода серого цвета с ясно выраженной гнейсовой текстурой. Структура гипидиоморфнозернистая, минеральный состав следующий: кварц, плагиоклаз (средней кислотности), хлорит, минералы группы эпидота, биотит и роговая обманка; акцессории—апатит, циркон и рудный минерал. В некоторых образцах иногда в малом количестве встречается калиевый полевой шпат.

Роговообманково-биотитовые гранитоиды. Встречаются только по северной периферии массива. Породы средне- и мелкозернистые, розовато-серого цвета; структура гипидиоморфнозернистая, микропегматитовая или гранит-порфировая. Минеральный состав: кварц, плагиоклаз (андезин или олигоклаз-андезин), микроклин, роговая обманка, биотит; акцессории—апатит, циркон, рудный минерал и редко сфен; вторичные—хлорит-карбонат и эпидот-цоизит.

Биотитовые гранитоиды имеют большее распространение; порода средне—или крупнозернистая, структура гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав: кварц, плагиоклаз, микроклин (решетчатый и нерешетчатый) и биотит; акцессории—циркон, апатит и рудный минерал; вторичные—хлорит, серицит, минералы из группы эпидота, карбонат, рудный минерал и иногда мусковит.

По минеральному составу в биотитовых гранитоидах выделяются все их представители—от кварцевых диоритов до типичных гранитов. Биотитовые гранитоиды также постепенно переходят в лейкократовые гранитоиды; границу между ними провести нельзя (Е. К. Устиев, 1936).

Двуслюдяные гранитоиды слагают относительно небольшие участки, встречаясь обычно вблизи с мусковитовыми и биотитовыми гранитоидами и переходят в них постепенно. Цвет пород изменяется от светло-розового до мясо-красного; структура гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав: кварц, микроклин, плагиоклаз, биотит, мусковит; акцессории—апатит, циркон, рудный минерал и, редко, гранат; вторичные—хлорит, серицит, карбонат и рудный минерал.

Аляскитовые и мусковитовые гранитоиды слагают большую южную часть Локского массива. Структура гипидиоморфнозернистая, иногда катаклазовая. Минеральный состав: кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, мусковит; акцессории—апатит, циркон, рудный минерал и редко гранат; вторичные—цеолитовое вещество, серицит, реже хлорит, карбонат и эпидот.

По минеральному составу в этих гранитоидах, как и в биотитовых, выделяются все типы—от кварцевых диоритов до типичных гранитов.

По нашему мнению, не исключено вероятие, что эти гранитоиды являются раннекарбоновыми.

Аплиты Локского массива отличаются от вмещающих гранитоидов мелкозернистостью и лейкократостью. Слагают тела жильной формы весьма изменчивой мощности (от сантиметров до десятков метров). Цвет пород розовый и мясокрасный, структура алломорфная, алломорфномикропегматитовая, реже гипидиоморфно-микропегматитовая. Минеральный состав: кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз (альбит, альбит-олигоклаз), мусковит и иногда биотит; из акцессориев—иногда встречаются апатит и циркон.

Пегматиты. Структура типичная пегматитовая; минеральный состав: кварц, микроклин, плагиоклаз и мусковит; размеры кристаллов этих минералов достигают нескольких сантиметров. В небольшом количестве содержатся акцессории—циркон, апатит, гранат. Пегматиты и лейкократовые гранитоиды Локского массива очень бедны микроэлементами.

Химический состав пород Локского массива приведен ниже в табл. 11.

Спектральным анализом в гранитоидах Локского массива были обнаружены микроэлементы Be, In, Ge, Sn, As, Bi, Sb, Ag, Ta, Nb, W, Mo и Cr, чем они резко отличаются от гранитоидов Храмского массива, где эти элементы отсутствуют.

5. Раннекарбоновые интрузии. К этому времени на Большом Кавказе относятся породы комплекса так называемых «се-

рых» гранитов (гранитов Главного хребта), широко развитых в центральном поднятии Главного хребта. Г. Д. Афанасьев подчеркивает, что этот комплекс представляет необычайно полный спектр интрузивных пород от перидотитов до гранитоидов включительно. Раньше их не отделяли от «красных» гранитов и включали в общий комплекс «гранитоидов Главного хребта».

В приосевой части Главного хребта Г. М. Ефремов (1941) выделяет два типа гранитоидов—белореченский (на западе) и балкарский (на востоке), из которых последний является несколько более молодым. Белореченский комплекс представлен рядом: кварцевые диориты—лейкократовые мусковитовые граниты, а балкарский—полной серией пород от ультраосновных до ультракислых.

Характерной минералогической особенностью белореченских гранитоидов является резкое преобладание плагиоклаза над кали-натровым полевым шпатом (10:1).

Гранитоиды балкарского типа отличаются более высоким содержанием калия, с чем связана бо́льшая роль в их составе микроклина и слюд. Преобладают равномернозернистые граниты. Типоморфным минералом этих гранитоидов является турмалин, широко распространенный в пегматитах и кварцевых жилах вместе с мусковитом и жильбертитом. В геохимии этой интрузии в противоположность гнейсовидным гранитам и гранитам белореченского типа большую роль играют бор и олово.

К выводу о наличии среди комплекса гранитоидов Главного хребта двух типов пришел и О. Ш. Надарейшвили (1960) на основании ультрамикроскопических акцессориев; с помощью специальных методов им были выделены—волосовидный, нитевидный или игольчатый рутил, удлиненно-призматический циркон и апатит, свойственные только породам семейства двуслюдяных гранитоидов.

С помощью этих акцессориев упомянутый автор пытается доказать существование галек определенных пород комплекса гранитоидов Главного хребта в терригенных отложениях среднего девона, что сомнительно. Для гранитоидов Главного хребта («серых») можно с достаточной вероятностью говорить об их нижнекарбоновом возрасте. Можно лишь высказать предположение, что указанные гальки принадлежат гранитоидам Уруштенского комплекса(?).

Ультрамикроскопические акцессории, характерные для пород двуслюдяных гранитов, были выявлены О. Ш. Надарейшвили в разных структурных зонах Кавказа (Передовом хребте, в зоне гранитоидов Главного хребта, в гранитоидах Северо-западного Кавказа, в районе Дзирульского, Храмского и Лок-Джандарского кристаллических массивов). Нахождение «характерных ультрамикроскопических акцессориев» в древних массивах Кавказа дает право предположить, по упомянутому автору, что образование и последующая эволюция гранитоидов в нижне- и верхнепалеозойское время на Кавказе происходило более или менее в одинаковых условиях.

В кислых интрузивных фациях комплекса гранитоидов Главного хребта Г. Д. Афанасьев (1950, 1955) выделяет породы трех групп или семейств, которые приурочены к разным интрузивным фазам:

1—микроклинизированные граниты (микроклиновые граниты), гранодиориты, кварцевые диориты и диориты;

2—двуслюдяные граниты;

3—аляскиты.

Взаимоотношение двуслюдяных гранитов («серых») с микроклиновыми было неясно; уточняя этот вопрос О. Ш. Надарейшвили (1957) с помощью специальных исследований установил реликт кварца из

двуслюдяного гранита в кварцевой массе микроклинового гранита. Генетический ряд гранитоидных пород комплекса Главного хребта, по упомянутому автору, представляется в следующем порядке: первыми формируются двуслюдяные гранитоиды, затем микроклиновые граниты и под конец более молодые образования—аляскиты.

Среди типичных двуслюдяных гранитоидов встречаются также по составу менее кислые породы—гранодиориты и кварцевые диориты; переходы между ними постепенные.

Типичные «серые» граниты обладают гипидиоморфнозернистой и часто скорее монцонитовой структурой, с отчетливо выраженным идиоморфизмом плагиоклаза. Калиевый полевой шпат и слюды обычно развиваются в промежутках, кварц часто развит в виде округлых зерен, пойкилитово прорастающих плагиоклаз. Кварц иногда находится в пегматитовом срастании с микроклином. Такое сочетание монцонитовой структуры с развитием пойкилитовых образований кварца и микропегматита характерно для типичных разновидностей двуслюдяных гранитов.

Сложение пород обычно равномернозернистое. Минеральный состав: плагиоклаз, биотит, кварц, калиевый полевой шпат (триклинный), мусковит; акцессории—апатит, титанит, ильменит и др.; вторичные—хлорит, пренит, соссюрит. Плагиоклаз зонален от андезина (№ 30—40) до олигоклаза (№ 18—20).

Химические анализы пород интрузий северной подзоны говорят о кислом их составе, приближающемся к составу гранитов. Но малые содержания кали-натрового полевого шпата и состав плагиоклаза сближают их несколько с гранодиоритами (лейкократовыми).

Выделенные Г. М. Ефремовым (1941) гранитоиды белореченского горста представлены гнейсированными плагиогранитами. Форма тел большей частью пластообразная, согласная с вмещающими породами. Плагиограниты представляют собой среднезернистые светлые породы. Они состоят главным образом из плагиоклаза (№ 20—25) и кварца. В подчиненном количестве присутствуют хлорит, эпидот и мусковит. Породы несут следы интенсивного динамометаморфизма. Характерно непостоянство состава, являющееся следствием процессов контаминации. В экзоконтактах часто наблюдается фельдшпатизация вмещающих пород и появление граната.

Аляскитовые граниты образуют мелкие интрузивные тела разной формы; являются наиболее молодыми образованиями из интрузивных пород, образующих комплекс Главного хребта. С интрузиями аляскитовых гранитов связаны жилы пегматитов и аплитов, а также гидротермальные кварцевые и кварцево-карбонатные жилы.

Макроскопически граниты представляют равномернозернистую (1—3 *мм*) породу буроватого цвета, иногда красноватую от тонких пленок гидрата окиси железа. Породы обычно лейкократовые, темноцветный минерал представлен пластинками зеленоватого хлоритизированного биотита; мусковит встречается в виде мелких светлых пластинок. Структура гипидиоморфнозернистая; минеральный состав: плагиоклаз (№ 13—15), микроклин-микропертит, кварц, биотит, мусковит; акцессорные—апатит, пирит; вторичные—хлорит, карбонаты.

По количественному соотношению породообразующих минералов породы близки к среднему типу гранитов.

Химический состав их характеризуется повышенным содержанием SiO_2 и преобладанием K_2O над Na_2O. Химический состав близок к среднему составу аляскитов по Дэли.

В бассейне р. Баксан нижнекарбоновые граниты («серые») развиты, главным образом, в зоне Бокового хребта и частично в Передовом

хребте. Различаются следующие разновидности гранитов: биотитовые, двуслюдяные, мусковитовые, хлорит-мусковитовые, порфировидные гранатовые и гранат-силлиманитовые.

Помимо различия в составе, наблюдаются и структурные различия, выражающиеся в величине компонента. В зависимости от этого различаются мелко-, средне- и крупнозернистые разности. Кроме того, встречаются равномернозернистые и, реже, порфировидные разности.

Наиболее распространенной разновидностью гранитов указанного района являются биотитовые. Макроскопически обнаруживают гнейсовидность в различной степени. Минеральный состав: кварц, плагиоклаз (олигоклаз), микроклин, биотит и мусковит (мало); акцессории—циркон, апатит и реже монацит.

Химические анализы гранитов показали, что они в целом примыкают к средним составам гранитоидов, однако отличаются повышенным содержанием глинозема.

Г. М. Заридзе (1958) полагает, что граниты образовались в результате метасоматической гранитизации метаморфических сланцев. Пегматитообразование является, по Г. М. Заридзе, одновременным со складчатостью, на конечном этапе дислокационных процессов и процесса метасоматической гранитизации. Становление жилы метасоматическим путем происходило тогда, когда материнская основная магматическая (возможно вулканогенно-осадочная) порода уже полностью была преобразована в мусковитовый сланец.

В районе Тырныаузского молибденового месторождения наряду с третичными встречены также древние граниты. Породы серого и розоватого цвета, минеральный состав следующий: олигоклаз (олигоклаз-андезины, № 22—32), микроклин кварц (слабо катаклазированный), биотит, мусковит (редко); акцессории—циркон, апатит, рутил, рудный минерал, вторичные—серицит и хлорит.

В верховьях р. М. Зеленчук (район Аксаута) на юго-западном склоне хребта Кургашин-чат (водораздел рр. Кти-Теберда и Джалавчата) О. Ш. Надарейшвили (1960) встретил секущую жилу (10 х х 300 *м*) кислого состава, являющуюся редким апофизным ответвлением гранитоидных пород зоны Главного хребта.

Порода представлена кварцевым диорит-порфиритом, переходящим в гранит-порфиры; этот переход автор объясняет процессами метасоматоза, а не обычной дифференциацией.

Породы светло-серого цвета, массивные, структура полнокристаллическая, основная масса микрогранитовая. Сложена порода порфировыми вкрапленниками плагиоклаза (андезин-олигоклаза), округло-бипирамидального кварца и широкотаблитчатого биотита с хлоритом. В основной массе содержится кварц, плагиоклаз, биотит, хлорит и мусковит и акцессорные—циркон и апатит. Последние, совместно с рутилом, встречаются также в порфировых вкрапленниках кварца. Редкометалльное оруденение (Кти-Теберда) связывается с гранитоидами Главного хребта.

На северо-западном Кавказе в хребте Чилик (верховье р. Кяфар) раннекарбоновые гранитоиды представлены кварцевыми диоритами. Площадь Чиликской интрузии свыше 10 *км*^{2}; представляет меридиональное пластообразное тело, согласно залегающее среди пород метаморфической свиты среднего-верхнего девона.

Состав интрузии сложный, обусловленный процессом ее формирования; большая часть ее сложена роговообманковым кварцевым диоритом и только вблизи кровли массива развиты разности гранодиоритового состава. По Г. И. Баранову (1959), гранодиориты имеют довольно резкие интрузивные контакты с кварцевыми диоритами и в

ряде случаев отчетливо прорывают последние, образуя в них многочисленные мелкие дайки; представляют вторую фазу внедрения гранитоидной магмы.

Кварцевые диориты макроскопически представлены среднезернистой породой серого или розового цвета, в различной степени рассланцованной. Структура обычно гипидиоморфнозернистая, нередко несет следы катаклаза.

Минеральный состав: плагиоклаз (альбит-олигоклаз), роговая обманка, кварц, микроклин, биотит; акцессории—сфен и апатит; вторичные—серицит, эпидот-цоизит, хлорит, кальцит.

Гранодиориты, в отличие от кварцевых диоритов, представляют более светлые породы с бо́льшим содержанием кварца и микроклина и меньшим—темноцветных минералов. Иногда они содержат значительные количества кварца и приближаются по составу к нормальным гранитам. Минеральный состав их: плагиоклаз (альбит и альбит-олигоклаз), кварц, микроклин, роговая обманка (иногда отсутствует), биотит, мусковит; акцессории—апатит, сфен и вторичные—хлорит, кальцит, эпидот, серицит. Для гранодиоритов в большей степени характерно наличие катакластических явлений, чем для нормальных кварцевых диоритов, что обусловлено их положением в краевых частях плутона.

С Чиликской интрузией генетически связаны разнообразные жильные породы, локализующиеся преимущественно вблизи кровли массива. Представлены они пегматитовыми, аплитовыми и лампрофировыми (керсантиты и спессартиты) мелкими дайками, обычно пластовыми. Вокруг интрузии наблюдается также обилие маломощных кварцевых жил и линз, расположенных согласно со сланцеватостью вмещающих пород. Вмещающие интрузию породы нижнего палеозоя превращены в результате контактового воздействия в кристаллические гранато-слюдяные сланцы. Отмечается следующая зональность в распределении сланцев: 1—инъекционные сланцы, 2—силлиманитовые, 3—гранато-слюдяные, 4 — микрогнейсы, 5 — гранато-ставролитовые, 6 — микрогнейсы, 7 — обычные кварц-альбит-серицит-хлорит-эпидотовые сланцы. Наиболее интенсивные изменения вмещающих пород наблюдаются вблизи гранодиоритов и жильных пород интрузии. Ширина зоны контактово-метаморфизованных пород достигает у западного контакта 3 *км*. Вблизи восточного контакта, где жильных пород мало, влияние контактового метаморфизма выражается лишь в образовании сравнительно узкой (до 0,5 *км*) полосы биотитовых сланцев.

Значительное развитие гранато-слюдяные сланцы имеют в районе г. Загедан (водораздел рр. Урупа и Б. Лабы), где они приурочены к выходам гнейсированных кварцевых диоритов, аналогичных чиликским. Подобные породы отмечены в долине р. Ацгары, также вблизи выходов кварцевых диоритов и на хребте Абишира-Ахуба.

Кроме вышеохарактеризованных пород, в других частях зоны в комплексе встречены еще следующие разности гранитоидов.

Гнейсовидные гранодиориты (тоналиты). Представлены светло-серыми крупно- и среднезернистыми огнейсованными породами, состоящими из плагиоклаза № 15—25, кварца, эпидота, мусковита и реже хлорита. Они образуют несколько согласных тел в кристаллических сланцах бассейна р. М. Лабы.

Гранодиориты. Небольшие массивы их известны в бассейне р. М. Лабы. На хр. Челепсы интрузивные породы представлены гранодиоритами и лейкократовыми аляскитами; они большей частью катаклазированы, а в краевых частях массива переходят в диориты. По

р. Уруштену вскрыты биотитовые гранодиориты массивной структуры. Они перекрываются отложениями среднего и верхнего карбона.

Сиенито-диориты. Небольшие массивы их приурочены к разломам, ограничивающим с юга Северо-Кавказский краевой массив. Они имеют монцонитовые структуры и состоят из плагиоклаза (№ 28—25), роговой обманки, микроклина и кварца. Пестрота состава и наличие переходов к грано-сиенитам и роговообманковым диоритам говорят о гибридном происхождении сиенито-диоритов. Породы прорывают отложения девона и нижнего карбона и с размывом перекрываются конгломератами среднего карбона, что согласуется с определением абсолютного возраста (280—290 млн. лет, по Г. Д. Афанасьеву, 1958).

Гнейсовидные диориты. Вдоль южной границы горст-антиклинория Главного хребта (рр. Бешта, Лаура, Киша, Белая) располагаются небольшие массивы гнейсовидных диоритов, прорывающих отложения среднего палеозоя. Представлены они темно-серыми и средне- и крупнозернистыми породами кварц-плагиоклаз-амфиболового состава с отчетливой параллельной ориентировкой кристаллов роговой обманки. Из вторичных минералов постоянно присутствуют хлорит и эпидот. Для массивов гнейсовидных диоритов характерно неоднородное внутреннее строение и наличие переходов к габброамфиболитам и гнейсированным плагиогранитам.

Диориты образуют ряд мелких массивов в бассейне р. М. Лабы, локализуясь в кристаллическом основании Северо-Кавказского краевого массива близ Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны. Диориты представляют собой средне- и крупнозернистые породы серого цвета с гипидиоморфнозернистой структурой. В эндоконтактах они приобретают полосчатую текстуру. Породообразующие минералы—плагиоклаз № 30—35 (40—60%), кварц (13—25%), амфибол (до 13 %), биотит (8—14%), микроклин (0—17%). Вторичные минералы—группы эпидота и серицита.

По аналогии с близкими по составу интрузиями г. Джуги и хр. Челепсы для диоритов принимается раннекаменноугольный возраст. Абсолютный возраст диоритов 215 млн. лет (Афанасьев, 1958).

Габбро- и габбро-амфиболиты. Интрузивные тела габбро, имеющие форму пластовых залежей, тяготеют к южному крылу Джентинской синклинали. Габбро представляют собой мелко- среднезернистые породы, огнейсованные в эндоконтактах. Состоят из амфибола, эпидота, цоизита, иногда альбита и имеют кристаллобластовую структуру. Габбро-амфиболиты образуют несколько пластовых тел, прорывающих кристаллические сланцы макерской свиты. Это огнейсованные мелкозернистые породы с грано бластовой структурой, состоящие из роговой обманки (75%), плагиоклаза (20%), минералов группы эпидота (до 40%) и магнетита.

Серпентиниты. Наиболее крупными являются Беденский* (9 *км*²) и Маркопиджский массивы серпентинитов. Мелкие линзовидные тела их известны по рр. Уруштену, Армовке, Бескесу и М. Лабе. Все выходы серпентинитов сложены хризотиловыми, антигоритовыми и антигорит-хризотиловыми разностями. Основными породообразующими минералами являются хризотил и антигорит. В подчиненном количестве присутствует бастит (до 10%), тальк (3—5%), кальцит, магнетит. Наличие единичных реликтовых зерен оливина и пироксенов указывает на перидотитовый состав родоначальной магмы серпентинитов. Серпентиниты прорывают нижнекаменноугольные отложения хр. Дженту, а в более восточных районах (р. Кяфар) перекрываются средним карбоном.

* Некоторые исследователи относят его к раннему палеозою.

Обширной областью распространения палеозойских основных и ультраосновных пород является Абхазия; здесь они были изучены Г. Р. Чхотуа (1938).

Среди древнейших основных и ультраосновных пород Абхазии встречаются перидотиты и габбро-амфиболиты; они прорывают нижнепалеозойские филлиты и в свою очередь секутся гранитоидами и их пегматитами.

Среди перидотитов выделяют дуниты, саксониты, энстатиты (участки в других породах), верлиты, пироксениты, тремолитовые и слюдяные перидотиты (встречаются в виде глыб), серпентиниты и тремолитовые и актинолитовые сланцы.

Габбро-амфиболиты представлены гранатовыми, ставролитовыми и андалузитовыми амфиболитами, габбро, габбро-диабазами, горнблендитами, габбро-пегматитами и кварцевыми габбро-диоритами.

По р. Хецквара, наряду с амфиболитами встречаются эклогититы, состоящие из альмандина и роговой обманки; сюда же входят апатит, оливин и моноклинный пироксен.

В пределах Верхней Сванетии и в Верхней Раче ультраосновные породы неизвестны. Здесь в древних кристаллических сланцах и гранитоидах наблюдаются небольшие секущие тела, представленные габбро-диабаз-порфиритами; по возрасту среди них могут быть, несомненно, нижнепалеозойские, но также и более молодые (средне-верхнепалеозойские, юрские и др.) образования (Г. М. Заридзе, 1961).

Количественно-минеральный состав некоторых вышеуказанных пород приведен в табл. 2.

Таблица 2

Минералы	Состав			Порода
	1	2	3	
Оливин	87	100	70	1—саксонит; ущ. р. Хецквари
Ромбический пироксен	7	—	—	
Тремолит	3	—	19	2—дунит; там же
Магнетит и хромит	2	—	4	3—перидотит; там же
Клинохлор	1	—	7	
Пикотит	Мало	—	—	
	100	100	100	

Из древнейших основных пород Верхней Рачи Н. Ф. Татришвили (1941, 1948) описывает амфиболит, встреченный в гранитоиде в виде шлирового тела.

Г. М. Заридзе (1961) изучены в этом районе тела габбро и амфиболитов, которые тесно связаны то с кристаллическими сланцами, то с гранитоидами. Габбро—темно-серые породы, состоящие из плагиоклаза ряда битовнита и диопсида. Оливиновые разности состоят из авгита и основного плагиоклаза; кроме того, в габбро встречаются сфен, хлорит и цоизит.

Гранитоиды, развитые в геоантиклинальной зоне Большого Кавказа в пределах Абхазии, представляют собой светло-серые породы различной текстуры; наблюдаются равномернозернистые, порфировидные и гнейсовидные разности.

Гранитоиды Марухского перевала по своему внешнему облику аналогичны гранитоидам Клухорского перевала. По минеральному со-

ставу они образуют непрерывный ряд от кварцевых диоритов до гранитов; секут кристаллические сланцы и подчиненные им амфиболиты и габброиды.

В Верхней Сванетии (верховье рр. Долра, Ненскра, Накра) встречаются гранитоиды биотитовые, двуслюдяные, мусковитовые и порфировидные, обнаруживающие иногда гнейсовидность. Среди гнейсов встречаются также кварцевые диориты—биотитовые и биотит-роговообманковые. Гранитоиды и кристаллические сланцы секутся жилами пегматита и аплита, а также более молодыми диабаз-порфиритовыми породами.

Двуслюдяные гранитоиды особенно широко развиты в среднем течении рр. Ненскра и Накра. Породы серые, средне- и крупнозернистые, иногда с вкрапленниками микроклина. Структура обычно гипидиоморфная или близкая к ней. В состав пород входят алломорфный кварц с волнистым погасанием (31%), относительно свежий пертитизированный микроклин (23%), серицитизированный плагиоклаз № 25—30 (37%), биотит (4,5%), мусковит (2,5 %), хлорит (2 %) и акцессорные минералы—призматический апатит и циркон. Иногда наблюдаются мирмекитовые прорастания плагиоклаза и кварца. Цветная составная часть породы и плагиоклаз нередко катаклазированы. По данным результатов количественно-минерального (Or : Pl= =38:62) и химического состава порода отвечает гранодиориту.

Наряду с двуслюдяными гранитоидами встречаются граниты, содержащие только мусковит. Иногда наблюдается переход мусковитовых гранитоидов в лейкократовые и аплитовидные разности.

Пегматитовые жилы встречаются в указанном районе редко; они секут как гранитоиды, так и кристаллические сланцы. Порода состоит из крупных кристаллов пертитизированного микроклина, плагиоклаза, кварца и мусковита.

В Верхней Раче развиты равномернозернистые и порфировидные, местами гнейсовидные микроклиновые гранитоиды (кварцевые диориты и гранодиориты), часто секущиеся жилами диабаз-порфиритов. Г. М. Заридзе (1961) полагает, что порфировидные выделения калиевого полевого шпата образовались в результате калиевого метасоматоза.

Г. М. Заридзе (1961) на основании изучения древних гранитоидов Большого Кавказа считает, что они образовались в результате метасоматической гранитизации древнейших пород (кристаллических сланцев и связанных с ними габброидов). Полосчатость гнейсовидных гранитоидов реликтовая—наблюдается постепенный их переход в кристаллические сланцы и гнейсы (Верхняя Сванетия и Верхняя Рача). Увеличение количества инъекционного материала приводит к стиранию гнейсовидности и возникновению равномернозернистых гранитов. Имеющийся в гранитоидах плагиоклаз претерпевает процесс микроклинизации; он включен в микроклин в виде разъеденных альбитизированных останцев. Порфировый микроклин также является результатом микроклинизации.

В заключение следует указать, что генетическое родство выделенных в составе комплекса гранитоидных пород Главного хребта подчеркивается сходством их химического состава. Все они пересыщены глиноземом, а содержание калия по мере формирования комплекса возрастает при почти постоянном количестве натрия и падении глинозема и фемических компонентов.

Изучение распределения акцессорных минералов в гранитоидах Главного хребта позволяет отнести выделенные группы пород к апатито-цирконовому типу монацитоносных гранитов (М. Х. Срабонян, 1965).

Результаты химических анализов среднепалеозойских кислых и средних интрузивных пород зоны Главного хребта, пересчитанные нами на числовые характеристики А. Н. Заварицкого, представлены на векторной диаграмме (рис. 8а и 8б).

Результаты химических анализов среднепалеозойских гранитоидов района Кавказских Минеральных Вод, пересчитанные нами на числовые характеристики А. Н. Заварицкого, приведены на векторной диаграмме (рис. 9).

В Кахетии, в ущелье р. Лопоты, у впадения в нее р. Мухахеви и других пунктах в зоне погружений среди юрских отложений обнажаются, в форме тектонических клиньев, древние кристаллические породы, представленные сильно смятыми альбит-хлоритовыми и кварцитовыми сланцами, а также милонитизированными гранитоидами. Гранитоиды представляют собой серую среднезернистую породу, сложенную кварцем (с волнистым погасанием), микроклином и плагиоклазом (альбит-олигоклазового ряда); в виде примеси присутствуют циркон, сфен и рудный минерал. Эти гранитоиды можно параллелизовать с «серыми» гранитами Главного хребта.

На Дзирульском массиве с нижнепалеозойской метаморфической свитой связаны лейкократовые гранитоиды, которые можно параллелизовать с «серыми» гранитами Главного хребта.

Порода обычно розового цвета, структура гипидиоморфная, нередко на контакте со сланцами обнаруживает гнейсовую (сланцеватую) структуру.

В состав гранитоидов входят: кварц (двух генераций), калиевый полевой шпат (микроклин), плагиоклаз (ряда альбита), биотит, мусковит и акцессории—циркон, апатит и рудный минерал.

Вероятно, раннекарбоновыми являются кварцевые порфиры и гранит-порфиры, секущие позднедевонские гранитоиды Храмского массива, описанные Г. М. Заридзе (1961).

Породы светло-серые или розовые. Порфировые вкрапленники представлены кварцем, основным плагиоклазом (до андезина) и калиевым полевым шпатом; в редких случаях—биотитом и хлоритом. Основная масса в гранит-порфирах гранофировая (микропегматитовая), состоящая из кварца и полевого шпата, а в кварцевых порфирах—сферолитовая, состоящая из кварца и полевого шпата, или только из полевого шпата. Сферолиты довольно крупные, иногда крупнее порфировых вкрапленников.

В Мисханском массиве метаморфических сланцев кембрия-докембрия развиты «лейкократовые» («белые») граниты (плагиограниты), увязывающиеся с раннекарбоновой (судетской) фазой. Слагают они сравнительно крупные интрузии (пластообразные), а также мелкие инъекции, но встречаются и секущие жилы. Представляют весьма характерную породу белого или светло-серого цвета, большей частью равномернозернистую, часто аплитовидную, иногда порфировидную. Обычно сильно катаклазированы. Структура протокластическая, гипидиоморфнозернистая, иногда порфировидная с гранулитовой основной массой. Минеральный состав: плагиоклаз (преобладающий—до 65—80% шлифа), кварц (10—30%), биотит, иногда мусковит, ортит (1—2%); акцессории—апатит, сфен; вторичные—хлорит, серицит, эпидот, кварц. Плагиоклаз представлен олигоклазом, андезин-олигоклазом, олигоклаз-альбитом, иногда альбитом.

Разновидностью указанных пород (мало распространенной) являются биотитовые и амфибол-биотитовые граниты. Макроскопически они почти не отличаются от плагиогранитов, но местами заметны мелкие выделения темноцветных минералов. Отличают-

ся меньшим количеством плагиоклаза, превалирующим количеством калиевого полевого шпата, присутствием биотита и в меньшем количестве—роговой обманки (иногда отсутствующей). Структура гипидиоморфнозернистая.

Жильные породы, генетически и локально связанные с вышеохарактеризованными породами, представлены только аплитами, имеющими ограниченное распространение.

Интересно подчеркнуть, что указанные «белые» граниты чрезвычайно сходны со светлыми раннекарбоновыми гранитами верховья р. Уллу-Кам (правая вершина р. Кубани) северного склона Б. Кавказа (В. П. Беликов, 1948; К. Н. Паффенгольц, 1959).

Площадь метаморфических сланцев, инъецированных лейкократовыми гранитами, достигает к западу от сел. Мисхана 65 *км*².

Массивы лейкократовых плагиогранитов местами секутся небольшими телами тронд'емитов сходного внешнего облика.

По данным радиологических исследований (калий-аргоновым методом) возраст метаморфических сланцев Арзаканского массива определяется в пределах от 138 до 171 млн. лет, а плагиогранитов—от 130 до 164 млн. лет, что значительно расходится с геологическими данными (см. выше).

Из вышеприведенной краткой характеристики древних (палеозойских) гранитов Малого Кавказа видно существенное различие плагиоклазовых (лейкократовых) и биотитовых гранитов, с одной стороны, и микроклиновых гранитов—с другой. Однако и те, и другие резко отличны от всех известных нам мезозойских и кайнозойских интрузивов Малого Кавказа. Для них, кроме геологических взаимоотношений, характерен высокий катаклаз, наличие решетчатого микроклина и биотита, а также ортита.

Выше были охарактеризованы с достаточной полнотой три разновозрастных комплекса интрузивных пород (Уруштенский, «красных» гранитов и «серых» гранитов), связанных с определенными орогеническими фазами (предверхнедевонской, бретонской и судетской). В каждом комплексе констатируется полный набор пород от ультраосновных до кислых.

Некоторые исследователи не считаются с орогеническими фазами и выделяют в герцинском орогенезе лабино-тебердинской части Главного хребта три комплекса пород: 1— раннегерцинский гипербазитовый (доскладчатый); 2—среднегерцинский габбродиорит-плагиогранитовый (соскладчатый) и 3—позднегерцинский гранитовый (постскладчатый) комплекс.

Между вспышками магматизма эти исследователи указывают тектоно-денудационные перерывы, являющиеся основными рубежами, ограничивающими появление определенных формационных типов изверженных пород и их признаки комагматичности. Упомянутые «тектоно-денудационные перерывы» отвечают по нашей схеме предверхнедевонской, судетской и астурийской орогеническим фазам; бретонская же фаза почему-то выпадает.

Таким образом, по мысли других исследователей в Главном хребте все ультраосновные породы лишь одного возраста, основные и средние—другого, а кислые—третьего, чего не может быть, так как указанная строгая направленность магматического цикла (от ультраосновных пород—до кислых) во время орогенических фаз должна была бы неизбежно измениться (прерваться).

6. Предпермские и пермские интрузии. Сведений об интрузиях этого времени имеется весьма мало.

К верхнепалеозойскому времени следует, видимо, отнести гранитоиды Пскентского массива по р. Уруп. Этот гипабиссальный массив локализуется в терригенных образованиях бахмуткинской свиты девона и трансгрессивно перекрывается лейасом; раньше он считался пластовым девонским эффузивом (Е. А. Снежко). По данным В. М. Карпушина и Б. Н. Болтрукевич (1968) массив представляет силл, осложненный штоками и многочисленными ветвящимися и взаимно пересекающимися дайками. Сформировался он в 4 фазы магматизма, сложен следующим комплексом пород выделенных по структурному признаку: микрогранит-порфиры, фельзиты, фельзит-порфиры, фельзиты.

По химическому составу все разновидности близки между собой и по классификации Дэли относятся к липаритам или кварцевым порфирам. Породы претерпели интенсивный метасоматоз, выразившийся в гидрослюдизации и каолинизации полевых шпатов и хлоритизации темноцветных компонентов. Мощность зон гидротермальной проработки достигает сотен метров.

На Большом Кавказе при разведке Кышкытского месторождения ртути были обнаружены дайки и штоки кислых порфиритовых пород, секущие отложения нижней перми. Ни даек, ни оруденения с ними связанного в перекрывающих нижнюю пермь породах лейаса не наблюдается. Видимо, эти дайки имеют или предверхнепермский или триасовый возраст. Отвечают конечному этапу развития подвижного пояса герцинского времени.

На Малом Кавказе в Нахичеванской зоне в бассейне среднего течения р. Арпа и в Джульфинском ущелье р. Аракс породы среднего и верхнего девона и нижней части карбона прорезаются дайками и пластовыми интрузиями диабазов, габбро-диабазов и кварцевых диабазов. Мощность интрузий колеблется от 0,5 до 30 *м*., чаще от 5 до 10 *м*, протяженность их достигает 300—500 *м*.

Вмещающие породы вдоль зальбандов интрузий осветлены и доломитизированы до глубины 0,2—0,5 *м*. В металлогении района эти интрузии никакой роли не играют.

Возраст интрузий определяется в широком интервале как послераннекарбоновый—допермский.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Орогеническая фаза на границе перми и триаса (пфальцская) на Малом Кавказе не проявилась вовсе, а на Большом Кавказе—лишь в незначительной степени, причем не сопровождалась вспышками вулканизма. Нет следов вулканических проявлений и по всему разрезу триасовых отложений.

После такого затишья в течение триасового периода, вулканическая деятельность вспыхивает с огромной силой в нижнелейасовое время и продолжается с перерывами в течение всего юрского времени, конечно, с разной интенсивностью в разных тектонических зонах. Преобладают эффузивные проявления, интрузивные породы имеют ограниченное развитие.

1. Юрские (?) интрузии. Крайний восточный выход гранитоидов северного склона Большого Кавказа известен в Дарьялском ущелье Терека. Здесь находятся крупные Дарьялский и Гвилетский массивы, а также ряд небольших выходов: в верховьях р. Чачи, на правом склоне р. Кистинки, в ущелье р. Таргмисцкали и севернее вершины с отметкой 2971 *м* (Д. С. Белянкин, 1914, и В. П. Ренгартен, 1932). Породы всюду светло-серые, крупнозернистые, порфировидные. Структура их гипидиоморфнозернистая.

Интрузивные контакты их со сланцами лейаса (см. выше) нередко сорваны; поэтому, например, гранитоиды Гвилетского массива по сравнению с идентичными по составу породами Дарьялского интрузива характеризуются более высокой степенью динамометаморфизма и большей интенсивностью вторичных процессов.

Дарьялские гранитоиды Д. С. Белянкин вначале определил как гранодиориты, впоследствии он называет их плагиоклазовыми гранитами; однородность гранитов нарушают шлиры и аплиты. В гранитном массиве упомянутый автор констатировал многочисленные дайки уралитовых диабазов (спессартитов—по Г. Д. Афанасьеву) и порфиритов, залегающие согласно гнейсовидности; по его подсчетам общая площадь основных жил в Гвилетском массиве составляет примерно 11% от общей поверхности обнаженной части массива. По подсчетам О. М. Шенгелия породы эти занимают 14% площади массива. Указанный автор полагает, что граниты Дарьялского массива по своему составу неоднородны; собственно граниты занимают в массиве весьма незначительное место. Здесь, по его мнению, имеется непрерывный ряд от амфиболитов до гранитов, однако господствуют не начальные и конечные продукты, а переходные между ними породы: различные кристаллические сланцы (амфибол-кварцевые, амфибол-дацитовые, кварц-амфибол-биотитовые, биотит-серицит-кварцевые и т. д.), гнейсовидные диориты, кварцевые диориты и гранодиориты. Упомянутый исследователь полагает, что становление массива произошло не в результате внедрения магмы, а путем метасоматической гранитизации, обусловленной последовательными инъекциями лейкократового вещества. Но такая концепция не подтверждается соответствующими данными в других районах.

Далее к востоку—юго-востоку от Дарьяла гранитоидные интрузии не обнаружены. В литературе имеется указание ботаника Г. И. Радде (1881, стр. 282) о нахождении глыб гранита по левобережью Пирикительской Алазани, к северу от сел. Дартло, у подножья хребта Диклосмта.

Вследствие большого интереса такого выхода в петрологическом и тектоническом отношении, нами был посещен (1962) этот труднодоступный район; но, к сожалению, гранитоиды оказались глыбами лейасовых сланцев, покрытых красно-бурой лимонитовой коркой. Не указывает здесь наличия гранитоидов также В. Н. Крестников (1944).

На Северном Кавказе широко развита формация габбро-диабазовых пород, связанных предположительно с предверхнетоарской орогенической фазой. Они имеют широкое распространение (от р. Пшехи на западе до р. Самур на востоке). Максимально насыщена этими интрузиями область Главного хребта; преобладающей формой интрузивных образований являются дайки различной мощности и линзообразные тела, нередко довольно крупные. По составу породы характеризуются большим разнообразием.

Приурочены указанные дайки (?) исключительно к породам среднего лейаса, залегая в них согласно и перекрыты отложениями верхнего тоара; этот факт позволяет связывать их внедрение с предверхнетоарской фазой тектогенеза. Но в Дагестане дайки подобных пород секут отложения аалена.

В области Кубано-Малкинского междуречья юрские (?) интрузивные образования представлены (в последовательности внедрения) диорит-порфирами, гранодиорит-порфирами и гранит-порфирами.

Приурочены они к породам плинсбаха; верхний предел их возраста не может быть решен однозначно.

Более молодыми являются субщелочные габброиды, штоки, дайки и силлы которых прорывают не только отложения плинсбаха и тоара,

но и келловея (Л. А. Кондаков, 1968). Предположительно к этому же генетическому ряду упомянутым автором отнесены трахиты, слагающие четыре обособленных массива на левобережье р. Даут. Определения абсолютного возраста дали для интрузий диорит-гранитоидного ряда несколько завышенные значения: 186±15—214±6 млн. лет а для интрузий субщелочного ряда—101±6—107±10 млн. лет.

Видимо, юрскими являются и кварцевые порфиры Эльбрусского рудного поля, слагающие многочисленные «повторные» дайки, представляющие сложные тела, образованные неоднократным внедрением магмы примерно одинакового по кислотности составу. В дайках пространственно обособляются следующие их разновидности: 1—гранофировые, 2—сферолитовые, 3— микросферолитовые, 4—микрозернистые, 5—милонитизированные, 6—пойкилитовые, 7—сетчатые, 8—фельзитовые, 9—околорудные и 10—смешанные (Г. А. Кобилев, 1968). Отдельные дайки имеют четко выраженное зональное строение. Рудные жилы локализуются в кварцевых порфирах.

В западной части Кавказа, в Бескес-Марухской зоне девонским вулканогенным образованиям среднего девона подчинены кварцевые альбитофиры гипабиссального типа. Контакты рвущие; в ряде случаев на контакте отмечаются жилы и гнезда барита и флюорита (И. Я. Баранов, С. Ш. Журавлев, Е. М. Соколов, 1968).

Интрузивные альбитофиры отличаются свежим обликом и наличием очень крупных порфировых вкрапленников кварца и альбита; часто отмечаются гломеропорфировые сростки. Структура породы порфировая, основная масса микропойкилитовая.

Химические анализы показывают повышенное содержание кремнезема и закисного железа, а также резкое преобладание натрия над калием. Порода часто пиритизирована. Возможно, что кварцевые альбитофиры являются корнями соответствующих эффузивов.

В Южном Дагестане дайковые породы лейасового (?) возраста представлены сочетанием кварцевого диорита (или кварцево-диоритового порфирита) со сферолитовым гранопорфиром, из которых второй моложе и внедряется вдоль средней части даек диорита, образуя сложные, иногда симметричные дайки (Ахвай—Хурайская интрузия и др.). В бассейне р. Самур такие образования очень многочисленны и слагают пояс протяжением в несколько десятков километров. С этим поясом совпадают пространственно (вероятно генетически) многочисленные полиметаллические и медные рудопроявления.

Такого же рода интрузивные образования существуют и в Северной Кахетии, но проявляются они, по-видимому, менее широко и здесь пространственно они сочетаются с медными рудопроявлениями.

Далее выделяется предкелловейская (?) гранит-порфировая (кератофировая) интрузия. Породы этой интрузии широко развиты в Садонском рудоносном районе, где они локализуются в пределах предкелловейских антиклиналей. Существовало предположение, что они могут являться корнями излияний кератофиров лейаса, но затем было установлено, что кроме известных ранее даек, они слагают довольно крупные массивы, прорезающие граниты и эффузивные кератофиры. Эти массивы в свою очередь прорываются дайками; кроме того дайки этих пород нередко секут крупные послесреднетоарские разломы. Таким образом, они являются более молодыми интрузивными образованиями по сравнению со среднелейасовыми эффузивными кератофирами.

Анализ тектонических взаимоотношений в районе Садона показывает, что внедрение указанных интрузивных пород следует связывать со временем формирования предкелловейской складчатости (интрузии приурочены исключительно к предкелловейским антиклиналям).

Макроскопически эти породы имеют эффузивный облик; структура их порфировая, но основная масса полностью раскристаллизована. В отличие от эффузивных кератофиров химический состав их соответствует не сиенитовой, а гранодиоритовой магме. Эти породы наиболее широко развиты в Северной Осетии; к этому же возрасту относят и некоторые дайки сходных пород в рудоносной области Дагестана. Вероятно, местами они ранее описывались как габбро-диабазы (диагенезированные).

В западной части Кавказа мезозойские (?) интрузии представлены сравнительно крупными массивами диоритов и многочисленными мелкими дайками и согласными пластообразными телами. Различаются следующие интрузивные породы: среднеюрские диориты и граниты Эцерского комплекса, диабазы, габбро-диабазы и диабазовые порфириты, ааленские кварцевые порфиры, меловые габбро и габбро-диабазы.

Кварцевые порфиры образуют пластообразные и секущие тела в осадочных породах раннеааленского возраста в районе г. Чуры. На этом основании их возраст определен как ааленский. Кварцевые порфиры представляют собой массивные светло-серые породы с крупными вкрапленниками кварца, реже плагиоклаза и биотита. Акцессорные минералы представлены апатитом и цирконом. Основная масса породы обладает микроспилитовой и микрогранитовой структурой. Интрузивные тела диоритов располагаются вдоль Главного надвига в истоках рр. Лабы, Лашипсе и в районе оз. Кардывач. Для диоритов характерны непостоянный петрографический состав, монцонитовые структуры, наличие шахматного альбита и анортоклаза. Они прорывают в бассейне рек Лашипсе и Баула отложения нижней юры, а в Абхазии имеют активные контакты с породами байоса и перекрываются отложениями верхней юры.

Граниты представляют завершающую фазу Эцерского интрузивного комплекса. Дайки и штоки их прорывают среднеюрские диориты в истоках рр. Лаштрак и Лашипсе и в районе оз. Кардывач. Породы имеют мелкозернистое строение и лейкократовый облик. Жильная фация гранитов представлена гранофировыми гранитами и аплитами.

Диабазы, габбро-диабазы и диабазовые порфириты слагают многочисленные дайки в метаморфических породах протерозоя, среднего палеозоя и нижнеюрских отложениях зоны Главного хребта. В пределах Гойтхско-Ачишхинской зоны габбро-диабазы образуют гипабиссальные пластовые залежи в породах свиты хахопсе. Диабазы имеют мелкозернистое сложение и офитовую структуру. Состоят из плагиоклаза (№ 35—50), сильно разрушенного авгита и развивающейся по нему уралитовой роговой обманки. Диабазовые порфириты имеют аналогичный минеральный состав, но отличаются от диабазов наличием порфировых структур.

Внедрение этих пород связывают с эффузивным вулканизмом юрского времени. Наиболее вероятным является послесреднеюрский возраст описанных интрузий, так как в области Главного хребта и южного склона известны мощные проявления основного вулканизма в аалене и байосе.

На южном склоне Главного хребта, в западной его части, констатированы кислые интрузии средне(?)юрского возраста, представленные кварцевыми диоритами, гранодиорит-порфирами, гранитами и др. Подобные породы секут древние кристаллические породы, аспидные сланцы лейаса и породы порфиритовой свиты байоса, перекрываясь трансгрессивно породами нижнего мела. В Главном хребте подобные поро-

ды секут аспидные сланцы лейаса, но не пересекают (?) линии Главного надвига. Возраст указанных интрузий определяется как батский.

Наиболее крупные, типично юрские (?) интрузии расположены в Абхазии—по рр. Западная и Восточная Гумиста, Келасури, Амтхел, Джампал, Кодори и др., а затем на Дзирульском кристаллическом массиве (Хевская и Чалванская интрузии). Сложены они в основном биотитово-роговообманковыми и аплитовидными гранитами, приобретающими к периферии более основной характер. Массив пересечен дайками аплитов, пегматитов, кварцевых порфиров, диабазов, а также несущими оруденение кварцевыми и кальцитовыми жилами.

Также батским, но несколько более древним считают кварцевые габбро-монцонитовые интрузии, так как они часто слагают периферические части гранитоидных тел, секутся их апофизами и содержатся в них в виде ксенолитов.

Несколько более древними (байосскими) являются разнообразные порфириты, диабазы и отчасти габбро, секущие отложения лейаса и порфиритовой серии байоса.

Ниже приводится, по данным Г. М. Заридзе (1961) и др., краткая характеристика пород главнейших интрузий, приуроченных к лейасовым образованиям южного склона Главного хребта; описание ведется с запада к востоку.

В пределах Абхазии, по р. Западная Гумиста, констатированы разнообразные габбро (порфировидное, авгит-биотитовое и оливиновое, габбро-монциониты); по р. Восточная Гумиста встречены габбро-диабазы и гранитоиды.

Габбро слагают пластообразные тела (от 1—2 до 18—25 *м*) и небольшие штоки. Наибольший интерес представляют габбро-монциониты, обнажающиеся в ущелье р. Западная Гумиста к западу от выхода гранитоидов по ущелью р. Восточная Гумиста. В Центральной части массива порода темно-серая, средне- или крупнозернистая. Структура монцонитовая, редко гипидиоморфнозернистая, иногда приближается к панидиоморфнозернистой. Минеральный состав: кварц, плагиоклаз, анортоклаз, моноклинный пироксен (амфиболитизированный), биотит (редко); акцессории—сфен, апатит и рудный; вторичные—хлорит, амфибол.

Гранитоидная интрузия обнажается в ущелье р. Восточная Гумиста, у сел. Андреевки; протяженность ее около 1 *км*, в южной части соприкасается с габбро-диабазом.

Структура породы в центральной части гипидиоморфнозернистая, местами монцонитовая, в краевой зоне—порфировидная. Минеральный состав: кварц, плагиоклаз, анортоклаз, биотит, роговая обманка (мало); акцессории—апатит, циркон, ортит; вторичные—хлорит, эпидот, цоизит.

По правому притоку верховья р. Амтхел находится интрузия кварц-анортоклазового габбро; площадь ее около 2 $км^2$.

Порода серого или темно-серого цвета, среднезернистая. Структура монцонитовая или гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав: кварц, плагиоклаз, анортоклаз, моноклинный пироксен или роговая обманка, биотит; акцессории—сфен, апатит, ильменит и пирит; вторичные—хлорит, эпидот-цоизит.

В истоках р. Джампал находится гранитоидная интрузия (2—2,5 $км^2$) горы Лыхта, прорывающая песчаниково-сланцевую толщу лейаса. Центральная часть интрузии сложена среднезернистыми породами светло-серого, иногда розового цвета, краевая часть—мелкозернистыми, сравнительно более темными породами (аплитовидным гранитом и гранит-порфиром).

Структура породы гипидиоморфнозернистая, близкая к монцонитовой; некоторые кристаллы плагиоклаза выделяются своей величиной и придают ей порфировидный облик. Минеральный состав: кварц, анортоклаз, плагиоклаз, биотит, роговая обманка, моноклинный пироксен; акцессории—апатит, циркон, рудный минерал; вторичные—хлорит, эпидот, цоизит, серицит.

В ущелье р. Лыхта встречены гранодиорит-порфиры того же состава. К этой же группе относятся мелкие гранитоидные интрузии гор Жургия и Ахсирхва. У основания г. Жургия констатировано несколько маломощных (10—15 *м*) жил, сложенных кварц-анортоклазовыми габбро-диабазами. Порода серого цвета, среднезернистая; минеральный состав: плагиоклаз (№ 34), кварц, калиевый полевой шпат, моноклинный пироксен и биотит, рудный минерал. Порода обычно сильно выветрелая.

В ущелье р. Кодори обнажаются различные жильные диабазы (биотитовые, хлоритовые и др.), порфириты (авгит-лабрадоровые, биотитовые) и диабаз-порфириты. Состав и структура определяются их названием.

Кварцевые диориты перевалов Санча и Адзапша слагают среди аспидных сланцев мелкие дайки. Порода состоит из кварца, плагиоклаза (альбитизированного) и мусковита. Встречаются также дайки кварцевых порфиров и альбитофиров.

В ущелье р. Марух среди древних гранитоидов встречаются гранитоидные биотит-анортоклазовые интрузии; от древних они отличаются свежестью, меньшим катаклазом и анортоклазовой природой калиевого полевого шпата.

Порода светлая, среднезернистая, с различимыми кварцем, полевым шпатом и биотитом. Структура гипидиоморфнозернистая. Порода состоит из кварца, плагиоклаза, анортоклаза и биотита.

У перевала Аданга наблюдается небольшая интрузия гранодиорит-порфира. Южнее перевала встречена дайка кварцевого порфира и кварцевого альбитофира, залегающего в сланцевой свите.

В ущелье р. Аданга, ниже перевала, обнажается сравнительно крупная гранитоидная интрузия. Структура породы гипидиоморфнозернистая; минеральный состав: кварц, анортоклаз, плагиоклаз, мусковит, калиевый полевой шпат; акцессории—апатит, рудный минерал; вторичные—хлорит, серицит.

Диабазовые интрузии ущелья р. Чхалта залегают в форме жил в лейасовых сланцах, а также среди древних кристаллических сланцев. Представлены авгит-лабрадоровыми уралитовыми разностями. Порода среднезернистая, зеленовато-серого цвета. Структура офитовая, местами переходящая в габбровую. Минеральный состав: плагиоклаз, авгит или роговая обманка; акцессории—ильменит, пирит, вторичные—пренит, эпидот, хлорит.

Наиболее крупная интрузия габбро-диабазов находится в ущелье р. Ингури у сел. Джарквали; представляет дайкообразное тело (100 *м* х 3 *км*), приуроченное к песчаниково-сланцевой толще лейаса. Кроме габбро-диабазов, в интрузии встречены пироксениты и кварцевые диориты, а в краевой ее части—различные порфириты (в том числе кварцевые).

Наиболее распространенной породой в данной интрузии является плагиоклазовый пироксенит. Порода темно- или зеленовато-серого цвета, средне- и крупнозернистая. Структура панидиоморфнозернистая. Минеральный состав: плагиоклаз (андезин-лабрадорового ряда), авгит, роговая обманка (по пироксену), биотит (мало); ак-

цессории—апатит, циркон и рудный минерал, вторичные—хлорит, эпидот.

По ущельям рр. Твибери и Цанери (Верхняя Сванетия) среди глинистых сланцев лейаса развиты мелкие интрузии и дайки диабазов, диабазовых порфиритов и порфиритов.

Эцерский комплекс гранитоидов приурочен на южном склоне к лейасовой сланцевой свите, а на северном—к тектонической зоне оз. Кардывач—истоки рр. Аксаута, Лабы и Большого Зеленчука, сложенной как древними, так и юрскими образованиями. К этому сложно-построенному санчаро-кардывачскому комплексу, сложенному основными, средними и кислыми интрузиями, относится и Цейский массив.

Эцерский комплекс, сложно дифференцированный, представлен габбро, кварцевыми диоритами, гранодиоритами и плагиогранитами. Сопровождается дайками гранит-порфиров и диабазов, секущих среднеюрские отложения. В пределах зоны Главного надвига единичные дайки диабазов и кварцевых порфиров, секущих верхнемеловые породы, прорезают и эцерский комплекс. Вероятнее всего связан с предкелловейской орогенической фазой. Форма интрузий гарполитообразная, дайкообразная, местами они слагают пластовые тела; приурочены, видимо, к древним разломам (омолаживавшимся).

Породам комплекса присуща монцонитовая структура, микропегматитовые и гранофировые срастания кварца и полевых шпатов, анортоклазическое строение кали-натровых полевых шпатов и наличие шахматного альбита.

Гранитоиды комплекса представляют среднезернистые породы светло-серого или почти белого цвета. Структура их гипидиоморфнозернистая и микрогранитовая. Минеральный состав: кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, биотит, роговая обманка (не во всех образцах), акцессории—апатит, сфен, рудный минерал; вторичные—хлорит, серицит.

В зоне эндоконтакта гранитоиды местами приобретают гранит-порфировую структуру, в результате чего возникают типичные гранит-порфиры, состоящие из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, биотита, роговой обманки и акцессориев—апатита и рудного минерала.

Г. М. Заридзе (1961) считает, что в результате многочисленных лейкократовых инъекций происходит сильное преобразование габбро-диабазов и возникают кварцевые диориты, кварцевые монциониты или даже кварцевые сиенит-диориты и кварцевые сиениты. По нашему мнению, эти породы являются фациальными (дифференциационными) разностями гранитоидов.

Цейский массив в основном сложен кварцевыми диоритами, гранодиоритами и ксенолитами основных магматических пород. На основании геологического положения и петрографических особенностей, а также абсолютного возраста (142±5 млн. лет по биотиту из гранодиорита) цейские гранитоиды считаются нижнемезозойскими (батскими). Правильнее их связывать с предкелловейской (?) орогенической фазой.

Основной фон Цейского гранитоидного массива составляют кварцевые диориты — роговообманковые, биотитово-роговообманковые и биотитовые, связанные между собой постепенными переходами. Структура пород гипидиоморфнозернистая, с переходами в гломерокристаллическую, аллотриоморфную, порфировидную (Д. Н. Кецховели, 1967). Минеральный состав: плагиоклаз (№ 16—55, зональный), кварц, роговая обманка, биотит, микроклин-пертит; акцессории—апатит, циркон, сфен, ортит, рудные, лейкоксен, магнетит; вторичные—хлорит, кальцит, пренит, минералы группы эпидота. Главные породообра-

зующие минералы присутствуют в разных соотношениях; наиболее кислые плагиоклазы наблюдаются в биотитовых кварцевых диоритах.

Гранодиориты представлены биотитово-роговообманковыми и биотитовыми разновидностями. Структура гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфная, гломерокристаллическая или гломеробластическая, порфировидная или порфиробластическая. Минеральный состав: плагиоклаз (№ 12—29, чаще зональный), кварц, биотит, роговая обманка, микроклин-пертит; акцессории—апатит, циркон, сфен, рутил, ортит, лейкоксен, рудный минерал; вторичные—эпидот, хлорит.

Некоторые исследователи полагают, что формирование отдельных интрузий санчар-кардывачского комплекса обусловлено процессами гибридизма и метасоматизма. Характерным для этого комплекса является воздействие лейкократовой магмы на основные магматические породы.

По химизму габброиды санчаро-кардывачского комплекса, в отличие от палеозойских основных пород, характеризуются несколько большим содержанием алюмосиликатов и в то же время они беднее глиноземом. Гранодиориты же обладают натриевым составом и слабо пересыщены глиноземом.

Породы комплекса прорывают на южном склоне Главного хребта сланцы лейаса, отложения верхней юры и нижнего мела. Галька же сходных (?) пород встречается в отложениях верхнего мела. С интрузивным комплексом Кардывача связаны рудопроявления мышьяка, меди и др., пока еще слабо изученные.

На склонах гор Бангуриани и Латлардаш в лейасовых сланцах обнажается несколько даек кислых пород, представленных кварцевыми альбитофирами и кварцевыми диоритами.

В верховье р. Цхенис цкали распространены гранитоиды и гранит-порфиры, расположенные к югу от Главного надвига в зоне глинистых сланцев лейаса. Представлены мелкими интрузиями гранитов и многочисленными дайковыми телами диоритового и гранодиоритового состава. Обнажаются на г. Цурунгал и в верховьях рр.Чорох и Тотельдаш.

В структурном отношении молодые интрузивные породы приурочены к разломам двух направлений—параллельным и поперечным надвигу. С первыми связаны многочисленные мелкие интрузии, а с поперечными—крупная Цурунгальская интрузия, а также Чорохская и Тотельдашская (2 х 0,5 *км*), вытянутые в северовосточном направлении.

По минеральному составу все три интрузии очень близки друг к другу; они сложены преимущественно средне- или мелкозернистыми анортоклазовыми гранитами, содержащими биотит.

Выделяются следующие типы гранитоидов: 1—гранит-порфиры, 2—порфировидные граниты, 3—гранодиорит-порфиры, 4—двуслюдяные граниты и 5—плагиограниты.

Гранит-порфиры слагают основную часть массивов; другие породы представляют их фациальные разности. Породы мелкозернистые, светло-серого цвета, структура порфировая. Состоят они из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, биотита и акцессориев—циркона, апатита, сфена, турмалина и рутила; довольно часто встречаются альбит, кальцит, серицит, хлорит, эпидот, цоизит.

Дайковые образования по минеральному составу весьма разнообразны. Различаются следующие типы пород: 1—кварцевые микродиориты; 2— меланократовые диорит-порфириты и кварцевые диорит-порфириты; 3—гранодиорит-порфиры и кварцевые гранодиорит-порфиры; 4—лейкократовые граниты и гранит-порфиры; 5—кварцевые порфиры; 6—аплитовидные граниты и 7—аплиты и пегматиты.

Основные направления трещиноватости пород и простирание даек совпадают с простиранием надвига кристаллического субстрата на сланцы лейаса.

Н. И. Кикнадзе намечает следующую последовательность в породообразовании: более основные гранитоиды (гибридные диориты, кварцевые диориты, гранодиориты), биотитовые граниты и кислые гранитоиды, с которыми связана главная часть арсенопиритового оруденения. Лейкократовые жильные породы формировались, по-видимому, в последнюю стадию породообразования. В это время большую роль играли летучие компоненты, в частности бор, о чем свидетельствует обилие турмалина в породах и интенсивная их грейзенизация в контактовой зоне.

Многообразие типов интрузивных пород и взаимные их переходы друг в друга, наличие в них сходных по составу ксенолитов позволяют считать все интрузии генетически единым образованием.

Интрузии района селений Циплакаки, Рцхмелури, Лентехи, Цхутали, р. Хеледис-геле, гг. Лушка и Рахаши представлены преимущественно двумя типами дайковых пород—основными и кислыми. К первому относятся: авгитовые, роговообманковые и плагиоклазовые порфириты, диабазы и габбро, образование которых Г. М. Заридзе (1961) связывает с байосским магматическим циклом. Второй тип представлен кварцевыми порфиритами, кварцевыми диоритовыми порфиритами и альбитизированными кварцевыми порфиритами, возраст которых определяется указанными авторами как батский.

Все основные породы Нижней Сванетии—порфириты, авгитовые порфириты, роговообманковые порфириты, плагиоклазовые порфириты, диабазы, габбро-диабазы и габбро—представляют собою, по Г. М. Заридзе (1961), корни путей, питавших нижне-среднеюрские эффузии. Наблюдаются переходы пород одних разновидностей в другие как в одном, так и в различных телах. Все они характеризуются одинаковым минеральным составом и аналогичными наложенными процессами.

Видимо, юрскими (?) являются интрузивные образования средне-верхнепалеозойской дизской (десской) свиты.

Эта геосинклинальная вулканогенно-осадочная свита состоит из различных филлитовых сланцев, кварцитов, мраморов, порфиритов и их туфов. В них залегают секущие тела габбро-диабаз-порфиритов и гранитоидов. Основные породы, по-видимому, являются корнями подводных эффузивов. Отсюда разными авторами описаны следующие породы (Г. М. Заридзе, 1961): диабазовые порфириты, разнообразные габбро-диабазы, пироксениты (г. Килет), амфиболиты, порфириты, диориты и кварцевые сиенит-диориты (г. Килет), гранитоиды и аплиты (г. Кирар), кварцевые габбро-монцониты и гранитоиды (район сел. Дизи).

Из них наиболее интересными в петрологическом отношении являются габбро и кварцевые сиенито-диориты г. Килет, а также гранитоиды сел. Дизи. На некоторых образцах габбро наблюдается смесь меланократовой и лейкократовой составных частей, причем лейкократовые продукты проникают (по Г. М. Заридзе) в меланократовые, в результате чего последние обогащаются лейкократовыми составными частями.

Кварцевые габбро-монцониты сел. Дизи. Структура породы обычно монцонитовая, реже гипидиоморфнозернистая. Количественно-минеральный состав: кварц (6%), калиевый полевой шпат (30%), плагиоклаз (53%), биотит (мало), моноклинный пироксен (спорадически), роговая обманка (9%), хлорит (мало) и акцессорные (2%).

Гранитоиды сел. Дизи. Форма залегания пород неправильная. Структура их гипидиоморфнозернистая, иногда монцонитовая. Минеральный состав: кварц (с волнистым погасанием), микроклин (с 2V 70°), плагиоклаз (ряда олигоклаза), биотит, роговая обманка, хлорит и акцессории—апатит, сфен и рудный минерал.

Гранитоиды сел. Дизи содержат (по Г. М. Заридзе, 1961) темно-серые мелкозернистые ксенолиты (останцы) меланократовых кварцевых диоритов и кварцевых монцонитов.

Дизская свита представляет, по Г. М. Заридзе, верхнепалеозойско-триасовые (?) вулканогенно-осадочный комплекс; все породы сильно метаморфизованы. Эффузивы (основные) подвергались метаморфизму и гранитизации, в результате чего в ряде мест образовались кварцевые габбро-монциониты, кварцевые сиенит-диориты и гранитоиды (табл. 3). Последние по своему петрографическому составу не похожи, по упомянутому автору, на батские интрузии и обнаруживают сходство с древними интрузиями.

Таблица 3

Количественно-минеральный состав интрузивных пород Дизской свиты

	Кварц	Калиевый полевой шпат	Плагиоклаз	Моноклинный пироксен	Роговая обманка	Биотит	Хлорит	Вторичные продукты по пироксену	Эпидот	Сфен	Акцессорные
Габбро горы Килет	—	—	64	8	—	1	—	21	—	—	Мало
Кварцевый сиенито-диорит г. Килет	11	12	39	—	—	—	7	—	1	Мало	—
Средний состав пород сел. Дизи	6	30	53	Спорадически	9	Мало	Мало	—	—	—	2
Гранитоиды сел. Дизи	16	24	17	—	7	6	—	—	—	—	Мало

Абсолютный возраст (154 млн. лет) гранитоидов горы Кирар отвечает интервалу верхний триас—нижняя юра (М. М. Рубинштейн, 1955).

В центральной части Большого Кавказа вдоль всей южной тектонической границы докембрия с юрой развиты дациты, альбитофиры, гранитоиды, секущие надвиговую зону. Возраст их может быть среднеюрским, но и более молодым, поскольку на западе и востоке Главный надвиг Большого Кавказа сечет и палеогеновые образования.

В Верхней Раче в свите глинистых сланцев лейаса, а также в породах древнего кристаллического субстрата залегает большое количество (система) основных и кислых дайковых пород, простирание большинства которых совпадает со сланцеватостью и гнейсовидностью вмещающих пород. Видимая протяженность этих даек превышает 2 *км*, мощность сильно варьирует (от сантиметров до 5—10 *м* и более). Петрографическая характеристика их приведена в работах Н. Ф. Татришвили (1940, 1941, 1948), Г. М. Заридзе (1961) и М. А. Беридзе (1966).

Представлены интрузии диабазами, а также альбитофирами и дацитами, возраст которых многими исследователями определяется как третичный.

Среди диабазов, подчиненных лейасовым сланцам, различаются альбитовые и уралитовые разности. Породы полнокристаллические, большей частью крупнозернистые, темно-серого цвета с зеленым оттенком; изредка встречаются и мелкозернистые разности, содержащие миндалины кальцита.

Структура преимущественно офитовая, участками панидиоморфно-

зернистая. Минеральный состав: плагиоклаз, моноклинный пироксен, волокнистая роговая обманка (мало); акцессории—сфен, апатит, ильменит (замещенный лейкоксеном), вторичные—хлорит, кальцит, пренит, мусковит, пелитовое вещество, кварц.

В древних гранитоидах местами встречаются секущие тела, по структуре приближающиеся к долеритам (базальтам). Породы эти совершенно свежие; по составу они не имеют ничего общего с диабаз-порфиритовыми породами.

Среди диабазов встречаются более или менее видоизмененные уралитовые (роговообманковые) их разности и диабаз-порфириты, представляющие переходный тип к порфиритам.

Среди порфиритов Южной Осетии различаются три разновидности: авгитовые, роговообманковые и плагиоклазовые.

Далее к востоку, в бассейне верхнего течения рр. Пшавской Арагвы и Хевсурской Арагвы, в лейасовых сланцах развиты дайковые тела преимущественно основного состава. Описаны они в работах Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1896), Д. С. Белянкина, Г. С. Дзоценидзе (1941, 1943) и В. Н. Крестникова (1941).

В дислоцированной сланцевой свите лейаса (Казбекско-Лагодехская зона) широко развиты секущие и пластовые тела диабаз-порфиритов, реже габбро; в отдельных случаях встречаются туфовые образования. Диабаз-порфиритовые тела, залегающие в палеозойских гранитоидах, вероятно, частично синхроничны телам, приуроченным к глинистым сланцам лейаса.

Первые сведения об этих породах встречаются в работе Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1896); Д. С. Белянкин (1914) разделил диабазовые породы из района Архотского перевала и Дарьялского гранитного массива на две формации: колотанскую (интрузивные диабазы и порфириты, содержащие обычно кислый плагиоклаз и свежий пироксен и сопровождающиеся эффузивными пузыристыми и туфовидными образованиями) и ассинскую (исключительно интрузивные диабазы и порфириты, в состав которых входят лабрадор и уралитизированный пироксен). Ассинскую формацию указанный автор считал более поздней. Г. С. Дзоценидзе (1945) оба типа диабаз-порфиритовых пород относит по возрасту к средней юре.

Интрузивные разности представлены биотитовыми диабазами и порфиритами.

Диабазы и порфириты массива Чаухи слагают ряд даек и жил различной мощности. В приконтактовой зоне порода представлена обычно плотным микролититом, состоящим из микролитов альбита, сильно карбонатизированного. По удалении от контакта порода становится крупнозернистой, состоит из плагиоклаза, авгита, соссюрита и апатита. Структура породы (в центральной части жилы) обычно офитовая, местами пойкилоофитовая.

Г. М. Заридзе (1961) отмечает наложенные процессы, развитые в диабаз-порфиритовых породах указанного района. Все они испытали процесс альбитизации, доведенный в большинстве случаев до конца или почти до конца. Процессу альбитизации (натриевый метасоматоз) сопутствует кальцитизация, эпидотизация, пренитизация, цоизитизация, соссюритизация, хлоритизация, амфиболитизация и др. Вторичные минералы встречаются как в виде псевдоморфоз, так и в виде жилок. Хлорит и пренит заполняют иногда пространство между плагиоклазом и авгитом.

Диабазы и порфириты ущелий рр. Дидхеви и Лопоти (Кахетия) представляют пластовые и секущие тела (от 0,5—1 до 4—5 *м*), подчиненные песчанико-сланцевой свите лейаса.

Диабазы ущелья р. Дидхеви представлены сероватыми плотными породами с офитовой структурой. Минеральный состав: плагиоклаз (№ 48—90), моноклинный пироксен, акцессорный ильменит (с лейкоксеном) и вторичный хлорит.

Диабазовые дайки (4, 5 *м*) ущелья р. Лопоти представлены уралитизированной и эпидотизированной (цоизитизированной) породой, сложенной плагиоклазом (лабрадором), роговой обманкой, (обыкновенной и актинолитовой), рудным минералом (титаномагнетитом) и эпидот-цоизитом. Изредка встречаются кварц (привнесенный) и хлорит, образующие линзочки и жилки. Породы этих даек изучены В. Н. Лодочниковым, описание их приведено у Н. Б. Вассоевича.

Порфириты—зеленовато-серого цвета; минеральный состав: порфировые вкрапленники карбонатизированного плагиоклаза (№ 50—60), моноклинный пироксен (местами в форме лучистых агрегатов); основная масса стекловатая, нередко хлоритизированная. Порфириты в некоторых случаях окаймляют диабазы.

В контакте с мощными жилами диабазов глинистые сланцы большей частью ороговикованы.

Далее к востоку—юго-востоку в Азербайджанской части южного склона Большого Кавказа интрузивные породы представлены основными разностями. Залегают они в виде даек и пластовых интрузий, будучи приуроченными к различным стратиграфическим горизонтам. Группируются они в два пояса, расположенные кулисообразно по отношению друг к другу; простирание их общекавказское (Э. Ш. Шихалибейли, 1956).

Северный пояс распространен в осевой части Шахинабад-Мазинской антиклинали, южный пояс выступает в крыльевых частях Цудурской антиклинали.

Северный пояс выходов соответствует Казбекскому диабазовому, а южный—Кахетинскому диабазовому поясам Л. А. Варданянца (1940).

В северном поясе среди глинистых сланцев и песчаников среднего лейаса широко развиты основные пластовые интрузии (?) типа диабазов, габбро-диабазов, диабазовых порфиритов и актинолитового габбро. Они залегают согласно с вмещающими дислоцированными породами, которые преобразованы вблизи контактов в роговики, адинолы и спилозиты.

Мощность пластовых интрузий диабазовых пород сильно меняется как по простиранию, так и по падению (от 2—3 до 10—20 *м*). Среди диабазовых пород выделяются: диабазы, диабазовые порфириты, микродиабазы; обычно они сильно альбитизированы, карбонатизированы и хлоритизированы. Диабазы представляют типично зеленокаменные породы зеленовато-серого и темно-серого цвета, сланцеватые, крупно-, средне- и мелкозернистые, местами плотные афанитовые. Структура офитовая, минеральный состав следующий: плагиоклаз (андезин-лабрадор и лабрадор в количестве от 25 до 50%), пироксен (авгит, до 10—25%) и вторичные—уралит, хлорит, кальцит, эпидот, цоизит, альбит, кварц, серицит, лейкоксен, лимонит каолинит, местами пирит и халькопирит.

Диабазовые порфириты — плотные, реже зернистые зеленокаменные породы, характеризующиеся микродиабазовой основной массой с порфировыми выделениями плагиоклазов и пироксенов.

Габбро-диабазы представляют меланократовые с зеленоватым оттенком породы, с удлиненными лейстами плагиоклаза и призмочек уралитизированного пироксена. Обычно сильно катаклазированы. Структура офитовая, промежутки между индивидами плагиоклаза вы-

полнены пироксеном. Плагиоклаз лабрадорового ряда, количество его достигает 60%; пироксен—моноклинный, обычно почти полностью уралитизирован или хлоритизирован. Акцессорные минералы представлены титаномагнетитом, рутилом и апатитом. В структурном отношении эти породы соответствуют габбро-диабазам, но по химическому составу они близко подходят к вышеуказанным диабазам.

Незначительное распространение имеет в этом районе актинолитовое габбро. Порода зернистого строения, зеленовато-черного цвета, обусловленного значительным содержанием темноцветных компонентов. Минеральный состав: плагиоклаз (№ 55—62), моноклинный пироксен (актинолитизированный) и рудный минерал.

Возраст диабазовых пород Э. Ш. Шихалибейли считает в согласии с предыдущими исследователями лейасовым; но вероятно, что большинство этих образований является эффузивами этого времени.

Возраст пород второго (южного) пояса, представленных разностями—габброидной и диоритовой групп (см. ниже), определяется с большой долей вероятия как верхнеэоценовый.

В связи с различной компетентностью диабазовых пород и вмещающих образований, первые при складчатости подверглись раздроблению, а также испытали дислокационный метаморфизм. Местами порода настолько изменена, что первоначальная природа их устанавливается лишь при микроскопическом исследовании.

Непосредственно южнее вышеописанной полосы интрузий южного склона, подчиненных глинисто-песчаниковым толщам лейаса, располагается зона интрузий, связанных со среднеюрской вулканогенно-осадочной свитой.

В пределах распространения указанной свиты встречаются интрузии гранитоидов и близких к ним пород. Наибольшее развитие они имеют в Абхазии, а затем в районе Дзирульского кристаллического массива (Хевская и Чалванская интрузии).

В истоках р. Восточная Гумиста констатировано несколько мелких (до 150—200 $м^2$) выходов кварцевых габбро-монцонитов, а в районе г. Чумкузба—интрузии кварцевого монцонита, кварцевого и оливинового габбро, а также габбро-диоритового порфирита. Эти породы, несомненно, комагматичны вышеописанным габброидам, приуроченным к лейасовой толще.

Разнообразные интрузивные породы встречены по ущелью р. Келасури. В среднем ее течении констатированы биотит-роговообманковые и биотитовые аплитовидные гранитоиды (южный и северный выходы), а в верховьях—интрузии кварц-анортоклазового и кварцевого диорита.

Биотит - роговообманковые гранитоиды представлены среднезернистой породой серого или розоватого цвета. Структура гипидиоморфнозернистая, иногда монцонитовая. Минеральный состав: кварц, плагиоклаз, анортоклаз-пертит и роговая обманка; акцессории—апатит, циркон, рутил и магнетит; вторичные—кальцит, хлорит, эпидот-цоизит, серицит и пелитовое вещество.

Площадь северной интрузии достигает 80 $км^2$; форма залегания штоковая. Вблизи контакта с вмещающими породами гранитоиды принимают более основной характер и обладают порфировидной структурой; содержат многочисленные ксенолиты.

Интрузия пересечена разнообразными жильными породами: аплитами, пегматитами, кварцевыми порфиритами и диабазами, а также кварцевыми и кальцитовыми жилами, содержащими пирит, халькопирит, галенит и сфалерит.

Аплитовидные граниты образуют крупные участки внутри массива. Представляют мелкокристаллическую породу розового или желтоватого цвета; характеризуются плитняковой отдельностью. От жильных аплитов отличаются только формами залегания; замечается постепенный переход их в порфировидные и равномернозернистые разности.

Структура аплитовидных гранитов гипидиоморфнозернистая, с наклонностью к микропегматитовой и порфировидной. Основная масса породы состоит из кварца и пертитового и микропегматитового анортоклаза; в подчиненном количестве присутствуют плагиоклаз (№ 27) и биотит. Порфировидные выделения представлены плагиоклазом и кварцем; биотит образует скопления.

Гранит-порфиры. Порода розового и серого цвета; структура порфировая, полнокристаллическая, часто пегматитоидная. Макроскопически различаются полевой шпат, биотит, роговая обманка, иногда кварц.

Основная масса состоит из кварца и анортоклаза. Вкрапленники представлены кварцем, анортоклазом, биотитом и роговой обманкой; акцессории—апатит, циркон, пирит, магнетит и рутил в виде спутанных нитей, находящихся в кварце; вторичные—хлорит, эпидот, цоизит, лимонит, серицит и пелитовое вещество.

Вмещающая интрузии байосская вулканогенно-осадочная свита преобразована в роговики. Ксенолиты, широко развитые в гранитоидах, представлены сильно преобразованными габбро-порфиритами, их туфами, песчаниками и глинистыми сланцами.

В верховьях р. Келасури, среди байосских туфобрекчий, встречены мелкие интрузии основного состава; среди них выделяются породы двух типов: кварц-анортоклазовое габбро и кварцевый диорит. Породы среднезернистые, темно-серого цвета.

Мелкие гранитоидные интрузии встречены в ущелье р. Джампал (в местности Линча); в местности Баргана того же района обнажается интрузия (1—1,5 *км*²) кварц-анортоклазового габбро.

Наиболее крупная интрузия в Восточной Абхазии слагает целиком вершины Гораб и Киркинали. Эта интрузия считалась среднеюрской; по нашим наблюдениям (1969), она прорывает по ущ. р. Зима верхнемеловые и эоценовые отложения, что обусловливает ее третичный возраст.

Представлена интрузия гранитоидами и габброидами. Центральную часть северного выхода Горабской интрузии слагают гранодиориты, а краевую—кварцевые габбро-диориты. Интрузия и ее контактовая зона испещрены жилами аплитов и пегматитов.

Гранодиориты представляют крупно- и среднезернистую породу светло-розового цвета. Структура гипидиоморфнозернистая, переходящая в монцонитовую, иногда гранофировая. Минеральный состав: кварц, анортоклаз, плагиоклаз, роговая обманка, моноклинный пироксен, биотит; акцессории—апатит, циркон, сфен, ортит (весьма редко), рудный минерал, иглы рутила (редко); вторичные—хлорит, серицит, пренит, эпидот.

Кварц-анортоклазовое габбро краевой части северного выхода представляет мелкозернистую породу серого, реже желтовато-серого цвета. Структура гипидиоморфнозернистая, минеральный состав: кварц, анортоклаз, плагиоклаз, моноклинный пироксен, роговая обманка и биотит; акцессории—циркон, апатит, рудный минерал; вторичные—эпидот, хлорит, серицит и пелитовое вещество.

Гранитоиды южного выхода Горабской интрузии представлены среднезернистой породой темно-серого цвета, со значительным со-

держанием биотита. Состоят из кварца, анортоклаза, плагиоклаза, биотита и роговой обманки.

Аплитовые жилы развиты преимущественно на восточной и южной периферии интрузии. Порода состоит из кварца, анортоклаза и плагиоклаза.

Пегматитовые жилы представлены небольшими телами. Распространены меньше, чем аплитовые жилы. Порода крупнозернистая, светло-серого цвета; состоит из кварца, анортоклаза, плагиоклаза и акцессорных—циркона и рудного минерала.

Экзоконтактовые породы плотные, мелкозернистые, темно-серые с красноватым оттенком, слоистые, иногда обогащены кварцем, который в ряде случаев образует мелкие жилки.

Роговики состоят из кварца, полевого шпата, моноклинного пироксена и биотита. Вдоль р. Джампал развиты турмалин-кордиеритовые роговики, иногда интенсивно пиритизированные.

Возраст интрузии, как указывалось, третичный; возможно, что во вскрытии интрузии существенную роль сыграли предмиоценовое поднятие и последующая трансгрессия.

Светлая (главная) разновидность интрузии представлена среднезернистой породой серовато-белого цвета. Структура ее гипидиоморфнозернистая; минеральный состав: кварц, анортоклаз, плагиоклаз, биотит, роговая обманка, ромбический пироксен (редко), моноклинный пироксен (еще реже); акцессории—апатит, циркон, сфен, ильменит и ортит; вторичные—хлорит, эпидот, серицит, кальцит (редко) и пелитовое вещество.

Темная разновидность отличается от предыдущей окраской, более мелкозернистым строением, порфировидной структурой и отсутствием или небольшим содержанием анортоклаза. По минеральному составу она обычно отвечает кварцевому диорит-порфиру, реже—кварцевому диориту.

Небольшие тела габброидов констатированы во многих пунктах: авгит-биотитовый габбро-порфирит (близ сел. Шапатквара), кварц-анортоклазовое габбро (у устья р. Зима и в местности Дауч), кварц-оливиновое габбро (в ущелье р. Абгвиц), габбро-диабаз (р. Каслет), анортоклазовый габбро-диабаз (сел. Хаиши). Дайка гранитоида встречена по р. Лехери.

В зоне Дзирульского кристаллического массива расположены Хевская и Чалванская гранитоидные интрузии, прорывающие байосские образования. Эти юрские интрузии впервые открыты и описаны Г. М. Заридзе (1947).

Хевская интрузия расположена в районе сс. Хеви, Ципа и Пона, площадь ее около 60 *км*^{2}, форма куполообразная (пологая).

Интрузию слагает преимущественно светлая, равномернозернистая порода, переходящая в приконтактовой части с байосской порфиритовой свитой в темную (основную) порфировую разность. Близ контакта встречается много ксенолитов различных размеров (от сантиметров до 1 *м* и более).

Интрузия пересекается жилами аплита и кварца незначительной мощности, а также меланократовых пород, базальтов, диабазов и порфиритов. Кроме того, в районе сел. Ципа констатированы жильные кварцевые порфириты, входящие в состав байосской вулканогенной свиты; Хевскую интрузию они нигде не секут.

Чалванская гранитоидная интрузия находится в районе сс. Чалвани, Бухвети и Годора, в 7 *км* к северу от Хевской.

Залегает среди древних кристаллических пород Дзирульского массива; по петрографическому составу обнаруживает полную аналогию с

Хевской интрузией, но породы ее по химическому составу являются относительно более кислыми.

На Дзирульском кристаллическом массиве констатировано много жильных пород, секущих гранитоиды. Представлены диабазами, порфиритами, андезитами и кварцевыми альбитофирами.

Диабазы и порфириты представляют массивные породы темного и серовато-зеленого цвета. Минеральный состав: плагиоклаз, темноцветные компоненты; акцессории—апатит (игольчатый), рудный минерал; вторичные—хлорит, минералы группы эпидота, карбонат, серицит.

По минеральному составу различаются авгитовые, роговообманковые, плагиоклазовые, хлоритовые, цеолитовые и кварцевые порфириты и диабазы. Широко распространены хлоритовые разности.

В возрастном отношении они могут отвечать, на основании сходного состава, породам байосской порфиритовой серии, но возможно, что среди них имеются также и более ранние и поздние образования.

Кварцевые альбитофиры имеют ограниченное развитие, Породы обычно розовые или светлые, текстура массивная, структура порфировая со скрытокристаллической, мелкозернистой, иногда сферолитовой основной массой. Минеральный состав: кварц, кислый плагиоклаз, мусковит (редко); акцессории—апатит (редко), рудный минерал; вторичные—хлорит, серицит.

По петрографическому составу их можно синхронизировать с верхнемеловой вулканогенной толщей Маднеульского района.

Андезиты этого района являются эоценовыми (см. ниже), а кварцевые альбитофиры—верхнемеловыми (см. ниже).

На Малом Кавказе интрузивные породы юрского возраста известны лишь в единичных пунктах, причем необходимо подчеркнуть, что указанный возраст является для них в некоторой степени условным.

По р. Турагай-чай (левый приток р. Тертер) встречены диориты, габбро-диориты и сиенито-диориты среднеюрского возраста, в Храмском массиве—банатиты и жильные габбро и диабазы, затем гранит-порфиры с кварцево-порфировыми фациями.

Результаты химических анализов всех эффузивных пород юрского времени, пересчитанных нами на числовые характеристики А. Н. Заварицкого, сопоставлены на векторных диаграммах (рис. 11—14); идентичные результаты для интрузивных юрских (?) пород приведены на рис. 15.

2. Меловые интрузии. Для раннемелового времени в северо-западной части Б. Кавказа установлено два интрузивных пояса: южный и северный.

Северный или так называемый Кардывачско-Санчарский пояс представляет один магматический комплекс, сложно сформированный, в котором выделяются нижеследующие разновидности от основных к кислым, отвечающие отдельным фазам формирования комплекса. 1—габбро и габбродиориты, 2—диориты, 3—кварцевые диориты, 4—граниты, серые и красные, 5—многочисленные схизолиты состава от диабазовых до кварцевых порфиритов.

Южный пояс сложен магматическим комплексом из диоритов, габбро-диоритов и диоритовых порфиритов.

По химизму габброиды Санчаро-Кардывачского комплекса, в отличие от палеозойских основных пород, характеризуются несколько большим содержанием алюмосиликатов и в то же время они беднее глиноземом. Гранодиориты же обладают натриевым составом и слабо пересыщены глиноземом.

Породы указанных поясов прорывают в разных местах отложения средней и верхней юры, баррема и альба; галька их (?) встречена в конгломерате верхнего мела. Связаны они, видимо, с предсеноманской орогенической фазой.

По рр. Псоу и Мзымте установлена серия небольших массивов габбро и габбро-диабазов, прорывающих отложения доггера. Наиболее крупные интрузивы по р. Псоу имеют дайкообразную форму, прослеживаясь на 1—4 *км* при ширине выходов до 0,4 *км*. Габбро и габбро-диабазы состоят из плагиоклаза, роговой обманки и авгита. Характерно высокое содержание ильменита. В. А. Мельников (1955) связывает внедрение габбро с известными за пределами района проявлениями основного вулканизма в сеномане.

Габбро-диабазы образуют дайки, прорывающие отложения верхней юры в Лазаревской зоне. Дайки имеют протяженность более 2 *км* при мощности несколько десятков метров. В центральных частях они сложены крупнозернистыми разностями. Главные породообразующие минералы представлены альбитом, авгитом и хлоритом, акцессорные—апатитом. Габбро-диабазы параллелизуются с проявлениями сеноманского вулканизма и отнесены по возрасту к позднему мелу (Мельников, 1955, Пастушенко, 1956).

С интрузивным комплексом Кардывача связаны рудопроявления мышьяка, меди и др., пока еще слабо изученные.

На Малом Кавказе известна лишь одна точно датируемая нижнемеловая интрузия—Гюльятагская (Мехманинская) в Нагорном Карабахе. Интрузия прорывает породы средней юры и перекрывается трансгрессивно отложениями верхнего сенона; но метаморфизованные ими породы встречаются уже в составе галек базального конгломерата альба.

Мехманинская (Гюльятагская) интрузия расположена в юго-восточной части Сомхетско-Ганджинской зоны, в предгорье северо-восточного склона Малого Кавказа, по среднему течению р. Хачин-чай, к северу- северо-западу от гор. Агдама. Вытянута в общекавказском направлении, площадь около 65 *км*^{2}; длина до 18 *км*, при ширине до 7—8 *км*. Вмещающими породами являются вулканогенные образования средней юры, перекрывается трансгрессивно известняками верхнего сенона. Интрузия может быть связана с орогенической фазой, протекавшей в нижнемеловое время (древнеавстрийской).

Представлена интрузия разнообразными гранитоидными породами ряда банатитов—кварцевых диоритов—диоритов. Между этими членами интрузивного комплекса имеется целый ряд фациальных переходов, которые можно сгруппировать в виде следующих разновидностей: биотитовые банатиты, роговообманково-биотитовые тоналиты, биотитовые и роговообманковые кварцевые диориты и роговообманковые диориты. Все они связаны между собой постепенными переходами и составляют одно компактное интрузивное тело с более или менее ясно выраженными признаками зональности. Преобладают тоналиты и кварцевые роговообманковые диориты; банатиты и диориты имеют ограниченное развитие. На этом основании можно полагать, что исходной магмой для всего интрузивного комплекса вероятнее всего была магма тоналитового состава. Для массива в целом характерно, в отличие от других малокавказских интрузивов, наличие отчетливого проявления следов механической деформации, возникшей после окончательного формирования интрузии.

Контактовые воздействия интрузии на вмещающие среднеюрские породы выражаются в гидротермальном метаморфизме (силицифика-

ции, серицитизации, хлоритизации, эпидотизации, пиритизации, карбонатизации, каолинизации и лимонитизации).

Роговообанково-биотитовые тоналиты преобладают над остальными породами массива. Порода темно-серого цвета с сероватыми и зеленоватыми оттенками, среднезернистая. Микроструктура часто гипидиоморфнозернистая, в эндоконтактовой зоне—пойкилитовая. Минеральный состав: плагиоклаз (№ 34), кварц, роговая обманка, биотит; акцессории—апатит и магнетит.

Роговообманковые кварцевые диориты. Породы средне- и мелкозернистые, зеленовато-серого цвета; в краевых частях массива приобретают порфировидный облик. Структура диоритовая, реже пойкилитовая. Минеральный состав: плагиоклаз (андезин), роговая обманка, кварц; акцессории—апатит, магнетит, сфен; вторичные—хлорит, эпидот, цоизит, реже серицит, мусковит и глинистые продукты.

Биотитовые банатиты. Порода среднезернистая, светло-серого цвета, часто с буроватым оттенком. В краевой зоне массива приобретает порфировидный облик. Структура гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав: плагиоклаз (иногда зональный—от № 6 до № 34), кварц, небольшое количество биотита и калиевого полевого шпата; акцессории—магнетит, апатит, реже сфен.

Роговообманковые диориты. Имеют ограниченное развитие, всюду связаны постепенными переходами с роговообманковыми кварцевыми диоритами, с которыми сходны также по структуре и минеральному составу; разница заключается лишь в отсутствии кварца или весьма незначительном содержании его (2—3 зерна).

Жильные породы мехманинского интрузивного комплекса представлены многочисленными разностями; здесь выделяются: кварцевые и бескварцевые диорит-порфириты, плагиоклазовые порфириты; из лампрофиров—спессартиты, одиниты, реже мальхиты и вогезиты. Подчиненное значение имеют более кислые породы—аплиты, пегматиты, гранодиорит-порфиры и микропегматитовые гранодиориты.

Жильные породы приурочены преимущественно к главному интрузивному массиву и гораздо реже встречаются среди вмещающих его пород. Все они, за исключением аплитов и пегматитов, представляют собой выполнение довольно правильных, реже дугообразных трещин, часто с крутым, почти вертикальным падением. Мощность даек варьирует в широких пределах—от 1—1,5 до 10—12, реже 20—25 *м*. Протяженность их до нескольких сантиметров, а местами 2—3 *км* и более. Аплиты встречаются в виде маломощных жил, а пегматиты образуют шлиры нередко крупных размеров (до 2—2,5 *м* в поперечнике), приуроченные большей частью к более кислым разностям пород интрузий (банатитам и тоналитам).

Средний химический состав пород интрузии приведен ниже в табл 11.

Возрастные взаимоотношения (последовательность) пород жильного комплекса представляются в следующем виде (от более ранних к более поздним):

1. Микропегматитовые гранодиориты, гранодиорит-порфиры, кварцевые диорит-порфиры, пегматиты и аплиты.
2. Кварцевые диорит-порфиры (вторая фаза), диорит-порфириты, плагиоклазовые порфириты и мальхиты.
3. Лампрофиры—спессартиты, одиниты и вогезиты.
4. Аплиты (вторая фаза).

Следует отметить, что А. М. Ракитиным возле сел. Мехманы у монастырской горки отмечены дайки роговообманковых порфиритов, секущие сульфидные жилы.

С гранитоидами Мехманинской интрузии связаны многочисленные жильные проявления полиметаллов (Pb, Zn, Ag) и меди, в распределении которых выявлена отчетливая первичная зональность рудоотложения (И. В. Барканов, 1936).

Результаты химических анализов всех эффузивных пород верхнемелового возраста, пересчитанных нами на числовые характеристики А. Н. Заварицкого, сопоставлены на векторной диаграмме (рис. 16).

КАЙНОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В третичное время интрузивный вулканизм проявился в весьма широком масштабе главным образом на Малом Кавказе; на Большом Кавказе интрузии этого времени имеют меньшее (?) распространение, причем возраст многих из них в достаточной степени еще не уточнен.

Позднеэоценовые интрузии. Громадный интерес как в научном, так и в практическом отношениях представляет установление М. А. Кашкаем (1939) третичных (верхнеэоценовых) интрузивных пород на южном склоне восточной (Азербайджанской) части Главного хребта.

Здесь, в так называемом южном диабазовом поясе, соответствующем Кахетинскому диабазовому поясу (Л. А. Варданянц, 1940), констатированы многочисленные пластовые и секущие интрузии пород габбро-диабазовой группы; реже встречаются габбро и кварцевые диориты, а также оливиновое габбро и оливиновый норит.

Эти интрузивные породы появляются на южном склоне западнее верховьев р. Курмух-чай, на вершинах гг. Кюри и Макк, где под их воздействием вмещающие породы превратились в спилозиты и адинолы.

Ортоклазовое габбро встречено по дороге между сс. Сумагалы и Каладжих; слагает пластообразное тело среди вандамской вулканогенной толщи (альб-сеноман). Порода имеет типичный габбровый облик зернистого строения; структура гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав: плагиоклаз (№ 53, обычно сильно измененный), ортоклаз, пироксены (преобладает авгит), роговая обманка; акцессории—апатит, магнетит, кварц; вторичные—хлорит, серпентин, серицит, альбит, серпентин и цеолиты. Ортоклаз ксеноморфен по отношению к плагиоклазу. Подсчет количественно-минерального состава показал: плагиоклазы—54%, ортоклаз—7, пироксены—18, роговая обманка—8, хлорит—10, акцессории—3%.

По химическому составу порода относится к типичному габбро; однако отмечается несколько более повышенное содержание окислов железа и пониженное—глинозема, чем в нормальных габбро.

Оливиновые нориты и габбро. Породы темноокрашенные, структура офитовая; минеральный состав: плагиоклаз (лабрадорового ряда), пироксены, оливин; вторичные—пренит, хлорит, кальцит, серпентин, пелитовые продукты. Плагиоклаз лабрадорового ряда, обычно изменен; пироксены в габбровых разностях представлены авгитом или диаллагом, а в норитах—гиперстеном. Оливин (до 15%) обычно полностью серпентинизирован и узнается по реликтовой петельчатой структуре.

Оливиновый габбро-норит является промежуточной (переходной разностью) породой. Структура офитовая, минеральный состав: основной плагиоклаз (до 80%), пироксены, оливин, актинолитовая роговая обманка, апатит и магнетит. Из пироксенов встречаются авгит, диаллаг, гиперстен и энстатит.

Биотитовые габбро-порфириты. Слагают дайки в известняках неоком-титона. Структура полнокристаллическая с порфировыми вкрапленниками плагиоклаза и биотита.

Вследствие близости контакта с известняками в породе образовалось большое количество везувиана. Изредка в породе встречается кальцит. Рудный минерал мелкими зернами равномерно рассеян в породе.

Гиперстеновые порфириты. Слагают в том же районе дайки среди известняков. Порода меланократовая, характеризуется шаровой отдельностью. На поверхности выделяются многочисленные призмочки гиперстена (35—40% породы) и базальтической роговой обманки.

Основная масса породы состоит из игольчатых микролитов плагиоклаза с некоторым участием пироксена, рудного минерала и хлорита. Вся эта масса окрашена гидроокислами железа; из вторичных минералов встречается также кальцит.

Пикритовые порфириты. Встречаются в виде экструзивов среди верхнемеловой вулканогенной толщи Лагича. Окраска их темно-зеленая, в выветрелых участках грязно-бурая.

Главная масса породы состоит из авгита, листочков хлорита и незначительного количества игольчатых плагиоклазов (лабрадорового ряда).

Возраст пород габброидной и диоритовой групп Э. Ш. Шихалибейли (1956) предположительно считает неогеновым, что сомнительно. Вероятнее, он верхнеэоценовый, принимая во внимание верхнеэоценовую орогеническую фазу, доказательство наличия которой имеется на южном склоне Главного хребта в районе Душети. Там охарактеризованные нуммулитами эоценовые отложения участвуют в интенсивной (чешуйчатой) складчатости (по В. П. Ренгартену, 1932). Далее к западу пиренейская и древнештирийская орогенические фазы ярко выражены в Амболаурской близширотной тектонической зоне (по линии Цагери-Джава). Следует указать, что там дислоцированы и сарматские отложения.

На Дзирульском кристаллическом массиве встречены дайки андезитов среди гранитоидов на южной и западной периферии массива; по составу они аналогичны таковым, встречающимся в среднеэоценовой вулканогенно-осадочной свите. Мощность даек от единиц сантиметров до нескольких метров; простирание их в большинстве случаев широтное с крутым углом падения (Г. М. Заридзе, 1961).

На крайнем СЗ Малого Кавказа, в Аджаро-Триалетской зоне, третичные интрузии представлены многочисленными мелкими телами, сложенными кварцевыми сиенит-порфирами, кварцевыми монцонит-диоритами, плагиоклазовыми монцонитами и др. Вмещающими породами являются вулканогенные образования среднего эоцена, нередко в зоне контакта с интрузиями сильно измененные и содержащие местами медное и редкометалльное оруденение.

Наличие гальки упомянутых интрузивных пород в нижнесарматских конгломератах позволяет для данного района определить границы времени их внедрения от верхнего эоцена до среднего миоцена включительно. По данным наших маршрутных исследований этой области здесь имеются интрузивные образования двух возрастов—верхнеэоценового и нижнемиоценового (см. ниже).

Разнообразные интрузивные породы известны в Аджарии: габбродиориты (по р. Ханис-цкали), анортоклазовое габбро (сел. Горджоми), базальты (сел. Хуло, г. Тавкудиани, ст. Махинджаури), цеолитизированные андезиты (сс. Хуло и Ханчхало), сколецититы, сиенито-диориты

(сс. Дгвани и Бари), долериты (ущ. р. Барцхана), кварц-плагиоклазовое габбро (сел. Джочо) и др.

На территории Гурии главные выходы сиенито-диоритовых и сиенитовых интрузий расположены по ущельям рр. Натанеби, Бжуджа и Супса; подчинены они среднеэоценовой вулканогенно-осадочной свите. На периферии крупных интрузий наблюдается зона мелкозернистой эндоконтактовой породы, мощностью до 100 *м*.

Сиенито-диориты констатированы в районах сс. Вакиджвари и Гоми, и сиениты—по ущелью р. Супсы.

Сиениты-диориты района сел. Гоми макроскопически близки к таковым Натанебского (Вахиджварского) выхода. Различаются две разности: лейкократовая и меланократовая. Минеральный состав: кварц (в лейкократовой разности), анортоклаз и анортоклаз-пертит, плагиоклаз (№ 27—32), моноклинный пироксен, роговая обманка, биотит; акцессории—апатит, сфен, рудный минерал; вторичные—эпидот, хлорит.

В районе сел. Вакиджвари встречены также пегматитовые жилы, подчиненные той же вулканогенно-осадочной свите среднего эоцена и местами контактирующие с мелкозернистым сиенитом, переходящим постепенно в крупнозернистый. Участки с пегматитовыми структурами, состоящие из закономерных прорастаний анортоклаза с кварцем и равномерно расположенных крупных кристаллов роговой обманки и сфена, почти со всех сторон окружены крупными чешуями биотита, в результате чего возникают замкнутые образования.

Некоторые разновидности этих пород содержат крупные зерна кварца, местами включающие актинолит. Между ними и пегматитовыми образованиями встречаются крупные зерна анортоклаза и кальцита. В пегматитовой же части содержатся сфен и рудный минерал (Н. Ф. Татришвили и Е. К. Везиришвили, 1959).

По Г. М. Заридзе (1961), пестрота состава пород жил вызвана различной степенью преобразования исходных основных магматических пород в результате интенсивного, главным образом щелочного, метасоматоза.

Сиенитовая интрузия по ущелью р. Супса залегает среди вулканогенно-осадочной свиты среднего эоцена; размеры ее 0,5 х 1,5 *км*. Обнаруживает отчетливые явления дифференциации. В нижней части интрузии породы серого цвета средне- и равномерно зернистые; структура гипидиоморфнозернистая; минеральный состав: преобладают плагиоклаз (№ 35—43) и моноклинный пироксен, анортоклаз, биотит; акцессории—апатит и магнетит; вторичные—хлорит.

В центральной части массива порода более крупнозернистая, несколько порфировидная. Анортоклаз преобладает над плагиоклазом (№ 18—20), количество темноцветных компонентов меньше. К кровле интрузии количество анортоклаза и кварца продолжает увеличиваться, а темноцветных минералов—убывать.

Указанная изменчивость состава интрузии объясняется гравитационной дифференциацией. Г. М. Заридзе (1961) полагает, что Гурийские интрузии образовались в результате метасоматического преобразования основных магматических пород, залегающих в среднеэоценовой толще. Все они характеризуются относительно высоким содержанием щелочей, причем калий заметно преобладает над натрием.

Вмещающие интрузию базальтовые породы полностью перекристаллизованы до образования типичных роговиков, состоящих из олигоклаз-альбита, биотита и мелких зерен анортоклаза.

В бассейне р. Губазеули, левого притока р. Супса, в окрестностях сел. Зоти находится группа малых интрузий, изученных В. Р. Надирад-

зе и Т. Г. Казахашвили (1955). Наиболее крупная из них (около 2 $км^2$) обнажается на окраине сел. Зоти среди пород туфо-порфиритовой толщи среднего эоцена, слагающих широтную антиклинальную складку (Сакреула-Цхемлованскую, по П. Д. Гамкрелидзе).

Интрузивное тело, выступающее в ядре складки, окаймлено ореолом контактно-измененных пиритизированных пород значительной мощности.

Неоинтрузия обнаруживает сложный петрографический состав. Макроскопически породы зернисто-кристаллические розовато-серого цвета; по составу отвечают кварцевым сиенитам, кварцевым монцонитам, монцонитам и диоритам. По периферии массива они переходят в диоритовые порфириты; апофизы интрузии представлены диоритовыми порфиритами и кварцевыми альбитофирами.

Главную часть интрузии составляют кварцевые сиениты; порода среднезернистая, структура гипидиоморфнозернистая, реже порфировидная. Минеральный состав: калиевый полевой шпат, кварц, плагиоклаз, роговая обманка, биотит и пироксен; акцессорные—апатит, сфен, рудный минерал.

К эндоконтактным измененным породам относятся измененные—пиритизированные породы краевой фации интрузии и породы жильной фации, генетически связанные с интрузией (апофизы интрузии).

Кроме вышеуказанной Зотской интрузии, по рр. Губазеули и Хинис-цкали обнажаются еще четыре мелкие (0,1—0,2 $км^2$ каждая); сложены кварцевыми сиенит-порфирами, диорит-порфиритами, кварцевыми диоритами.

Рудопроявления, связанные с Зотской неоинтрузией, представлены довольно мощными зонами пиритизации, обнаруживающими в своем составе проявления Au, Ag, Cu, Pb, Zn и ряда элементов из редких и рассеянных металлов, в основном в непромышленных концентрациях. Густота вкрапленности пирита в зонах неравномерная, в целом низкая, не удовлетворяет кондициям.

Наибольший интерес представляют кварцевые сиенито-диориты и кварцевые монцонит-диориты окрестностей селений Мериси и Вайо, с которыми связано медно-колчеданное оруденение. Указанные породы слагают несколько самостоятельных массивов; самый крупный из них (западный) имеет размеры 1,5 х 7 *км*.

По петрографическому составу породы всех выходов проявляют большое сходство. Структура породы гранитовая. Минеральный состав: кварц, анортоклаз (изредка пертитовый), плагиоклаз (№ 40—45), один или несколько железисто-магнезиальных минералов (авгит, роговая обманка, биотит); акцессории—апатит, сфен, циркон, магнетит и турмалин.

Плагиоклаз образует идиоморфное и полисинтетически сдвойникованные, иногда зональные кристаллы.

В интрузии встречаются также жилы или обширные участки аплитов (сел. Кедимериси).

Вмещающие интрузию среднеэоценовые вулканогенно-осадочные породы в контакте сильно перекристаллизованы с возникновением новых минералов—кварца, биотита, иногда роговой обманки и клиноцоизита. В удалении от зоны непосредственного контакта протягивается широкая (0,5—1 *км*) полоса обесцвеченных окварцованных пород, в составе которых наблюдаются левериерит, каолинит и серицит.

В приморской полосе встречены альбитизированные андезиты, кварц-анортоклазовое габбро (сел. Чаквистави, ущ. р. Хала-цкали), анортоклазовый габбро-диорит и анортоклазовое габбро (сел. Цихисдзири).

Основные породы являются, по мнению Г. М. Заридзе (1961), синхроничными, с вулканогенно-осадочной свитой среднего эоцена—корнями эффузивов, остывших на различных глубинах.

Относительно кислый и щелочной состав они принимают, по указанному автору, в результате воздействия на них химически высокоактивных растворов, несущих в определенной последовательности в различном количестве кремний, натрий и калий, вызывающих их метасоматическое преобразование.

В результате воздействия этих растворов в породах с той или иной интенсивностью протекали следующие процессы: окварцевание, альбитизация, калишпатизация, хлоритизация, цеолитизация с образованием анальцима, томсонита и сколецита, биотитизация, кальцитизация и пренитизация.

С таким заключением нельзя согласиться по следующему соображению. Указанные растворы должны были в таком случае преобразовать не только интрузивные породы, но и вмещающие, чего в действительности не наблюдается. Противоречит этой концепции также взаимоотношение интрузивных и вмещающих пород и связанные с первыми процессы оруденения.

В боржомском ущелье распространены дайки диабазов и порфиритов; констатированы также кварц-анортоклазовые габбро (сел. Гостибе) и габбро (г. Квиран).

Интрузия г. Квиран представляет неправильное штокообразное тело, состоящее преимущественно из габбро. Пересекается дайками диоритов, а также авгит-роговообманковых порфиритов и др.

Наиболее характерную породу интрузии представляет кварц-роговообманковое габбро. Порода плотная, среднезернистая, зеленовато-серого цвета. Структура переходная от офитовой к порфировой. Минеральный состав: кварц, плагиоклаз, роговая обманка; акцессории—апатит, сфен, рудный минерал; вторичные—эпидот и хлорит.

Меньшее развитие имеют порфировидное авгит-роговообманковое габбро, а также дайки габбро-порфиритов, диорит-порфиритов и кварцдиоритовых порфиритов.

В контакте с габбро известняки обычно скарнированы.

В районе сел. Гверджинети находится пластовая жила (35—45 х х 200—300 *м*) цеолитового габбро, прорезающая палеоцен-нижнеэоценовые флишевые отложения по обоим берегам р. Дзама.

Лейкократовая часть интрузии представлена плагиоклазом (№ 7—8) и большим количеством цеолита (томсонита) и изредка сколецита; кроме того, присутствуют биотит, авгит, баркевикит и хлорит с частыми включениями магнетита.

Наблюдается также светлая разновидность габбро, характеризующаяся более высоким содержанием сколецита, а также следами пренита. Светлая окраска обусловлена меньшим процентным содержанием биотита и баркевикита.

Результаты химических анализов пород эоценовой вулканогенной толщи Аджаро-Триалетии, а также интрузивных пород этой зоны, пересчитанные нами на числовые характеристики А. Н. Заварицкого, приведены на векторных диаграммах (рис. 17 и 18).

Несравненно большее развитие имеют интрузивные породы верхнеэоценового возраста в следующей к юго-востоку тектонической зоне Малого Кавказа—Сомхетско-Ганджинско-Карабахской; здесь с ними связаны крупные месторождения медных, железных, серно-колчеданных и др. руд (Маднеули, Алаверди, Кедабек, Дашкесан, Заглик, Чирагидзор).

Указанная зона хорошо выделяется как геологически, так и морфологически, отличается обширным развитием интрузивных пород верхнеэоценового возраста. Вмещающими породами являются большей частью вулканогенные образования нижней—средней юры, что свидетельствует о глубине эрозии этой области. Интрузии объединяются географически в несколько групп—Маднеульскую (Поладаурскую), Алавердскую, Привольненскую, Шамшадинскую, Кедабекскую и Дашкесан-Зурнабадскую.

Все интрузии этой зоны хорошо описаны в соответствующих томах «Геология Армянской ССР» (1966) и «Геология Азербайджанской ССР» (1960). Отдельные интрузии описаны разными авторами (В. Г. Грушевой, Г. А. Казарян, С. И. Баласанян и др.).

Обстоятельная сводка по интрузиям армянской части зоны произведена С. И. Баласаняном (1963), а по грузинской территории зоны—Г. М. Заридзе (1961). Из указанных работ заимствованы приводимые ниже данные, сопровождаемые соответствующими критическими замечаниями и некоторыми дополнениями. Интрузии систематизированы в возрастном порядке по нашим данным.

В краевой северо-западной части Сомхетско-Ганджинской зоны третичные (верхнеэоценовые) интрузивные породы развиты в Болнисском районе. Здесь, по правобережью рр. Машавери и Храми, среди осадочно-вулканогенной толщи верхнего мела и эоцена констатированы гипабиссальные малые интрузии (Поладаурская группа), характеризующиеся штокообразными дайковыми формами залегания и порфировой структурой. Некоторые исследователи (О. З. Дудаури, 1962 и др.) различают здесь среди малых интрузий две возрастные группы—верхнемеловую и нижнепалеогеновую, в соответствии с тем, в каких отложениях они залегают, считая эти интрузии корнями упомянутых разновозрастных интрузивов, что, конечно, неправильно (см. выше).

В первой группе различаются: пироксеновые кварцевые порфириты, альбитофиры, кварцевые альбитофиры, биотитовые кварцевые порфиры и основные жильные породы; во второй—роговообманковые дациты (палеоцен) и роговообманково-биотитовые дациты (нижний эоцен).

Пироксеновые кварцевые порфириты образуют мощную дайку и несколько штокообразных и жильных тел. Дайка обнажается на периферии Локского массива и вдоль простирания сечет нижнесеноманские образования. Длина дайки около 15 *км*, максимальная мощность—1600 *м*.

Несомненно, интрузивными образованиями являются дациты, слагающие штокообразные тела эллипсоидальных очертаний, а также дайки. Порода белого или светло-серого цвета, в зависимости от степени сохранности. Структура порфировая; порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом (андезин № 40—45), опацитизированной обыкновенной роговой обманкой и изредка кварцем. Основная масса (70%)—полнокристаллическая (в крупных телах) и витрофировая (в жилах и эндоконтактах крупных тел). По данным химического анализа (SiO_2=70,5%) породы эти относятся к группе дацитов.

В районе Локского массива интрузивные образования представлены пироксеновыми и биотитовыми кварцевыми порфиритами, альбитофирами и кварцевыми альбитофирами и в подчиненном количестве—основными жильными породами, а в районе Храмского массива перечисленные породы имеют весьма подчиненное распространение. Здесь встречаются пироксеновые, роговообманковые и плагиоклазовые порфириты. Это объясняется более интенсивными ассимиляционными процессами, развитыми в первом из названных районов.

Гематитовые рудопроявления Болнисского района имеют парагенетическую связь с роговообманковыми дацитами.

Алавердская группа интрузий расположена в северо-западной части Сомхетско-Ганджинской зоны; наиболее крупными интрузиями являются Банушская, Ахпатская, Шнох-Кохбская и Цахкашатская. Более мелкие выходы располагаются в районе г. Лалвар (2545 *м*), в верховье р. Болнис, к юго-западу от сел. Ахкерпи и к северо-востоку от сел. Верин-Ахтала. К этой же группе относится ряд мелких интрузий по юго-западному склону г. Леджан и Дзагидзорская интрузия по правобережью р. Дебед близ ж. д. ст. Кобер.

Банушская интрузия. Расположена в северной части Алавердского района вдоль границы с Грузинской ССР, захватывая территорию последней. Площадь ее вместе с небольшими сателлитами у сел. Качакут—около 38 *км*^{2}; массив вытянут в близширотном направлении более чем на 16 *км*, максимальная ширина 4,5—5 *км*, на концах он суживается до 0,5 *км*.

Вмещающими породами являются вулканогенные образования верхней юры, контакты сильно задернованы. В контактовой зоне местами наблюдаются мелкозернистые гибридные породы кварцеводиоритового состава, далее сменяющиеся либо роговиками, либо гидротермально-измененными осветленными породами.

Банушский массив среди интрузивов Алавердской группы отличается большим разнообразием слагающих пород: здесь констатированы—габбро, кварцевые диориты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры и розовые граниты. Намечаются две фазы внедрения: первая—гранитоидная и вторая—розовых гранитов. Мощность покровных пород, существовавших в период внедрения магмы, определяется примерно около 1500 *м*, что позволяет считать массив гипабиссальным; это подтверждается преобладанием порфировидных структур в его породах.

Резко преобладающим типом пород, слагающих центральную часть массива, являются плагиогранодиориты. Породы среднезернистые, темно-серого цвета с различными оттенками. Структура гипидиоморфнозернистая, минеральный состав: плагиоклаз (№ 28—37), кварц, калиевый полевой шпат, обыкновенная роговая обманка, биотит (редко); акцессории—магнетит, апатит, циркон, сфен; вторичные—серицит, каолин, хлорит, альбит, эпидот, карбонат. Часто наблюдаются мелкие переработанные ксенолиты, количество и размеры которых существенно увеличиваются в восточном направлении, достигая максимума на участке сел. Бардадзор (см. ниже). К востоку же намечается возрастание основности пород и переход плагиогранодиоритов в явно гибридные кварцевые диориты.

К юго-западу и западу от сел. Бардадзор констатируются крупные ксенолиты основных эффузивов юры, превращенные местами в полнокристаллические породы диоритового и кварц-диоритового состава.

В западной части интрузива ксенолиты нередко отсутствуют и плагиогранодиориты местами фациально сменяются более кислыми породами, приближающимися по составу к плагиогранитам.

Эти факты свидетельствуют о том, что в становлении вещественного состава описываемых пород играли существенную роль процессы ассимиляции и гибридизма.

Гранодиорит-порфиры встречены в двух местах: в западной узкой части массива и в районе г. Лалвар. Гранодиорит-порфиры Лалварского участка слагают северную часть Лалварского цирка и верховья р. Бануш; по периферии интрузивное тело распадается на ряд

дайкообразных тел (апофиз), прорывающих среднеэоценовую вулканогенную толщу.

Порода среднезернистая мезократовая с порфировой структурой. Вкрапленники представлены зональным плагиоклазом, амфиболом, реже биотитом и кварцем. Основная масса имеет гранитовую структуру и сложена плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, кварцем, роговой обманкой, изредка биотитом; акцессории—апатит, циркон, магнетит, пирит; вторичные—хлорит, эпидот, серицит.

Гранодиорит-порфиры восточного склона г. Лалвар представляют апофизу Банушской интрузии; прорывают как среднеэоценовые образования, так и гранит-порфиры. Разности гранодиорит-порфиров, слагающих среднюю часть массива, представляют среднезернистую, мезократовую породу с порфировой структурой, где вкрапленники представлены плагиоклазом, амфиболом и кварцем. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая, состоит главным образом из мелких зерен калиевого полевого шпата, кварца и плагиоклаза. Акцессории представлены апатитом, цирконом, магнетитом, пиритом, а вторичные—хлоритом и эпидотом.

Плагиоклазы вкрапленников широкотаблитчатые (2—4 *мм*), обычно зональные, с более основным ядром (№ 30—33) и оболочками олигоклаза (№ 20—21). Некоторые вкрапленники его являются антипертитами.

Гранит-порфиры прорывают в районе г. Лалвар среднеэоценовые конгломераты. Макроскопически представлены среднезернистой порфировой породой светло-серого цвета; под микроскопом структура порфировая, с аплитовой аллотриоморфнозернистой и трахитовой (в приконтактовой зоне) структурой основной массы, состоящей из плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата и биотита.

Плагиоклазы вкрапленников (олигоклазы) часто сдвойникованы по альбитовому и карлсбадскому законам; местами (на эндоконтактах) они зональны (в ядре—№ 30—32, по краям № 21—22). Акцессории представлены апатитом и магнетитом, а вторичные—хлоритом (пеннином) и серицитом.

Контактовое воздействие гранит-порфиров на вмещающие породы весьма слабое.

Жильная серия пород в районе г. Лалвар представлена породами двух возрастов—верхнеюрского (?) и верхнеэоценового.

К юрским образованиям относятся плагиоклазовые и диабазовые порфириты, плагиогранит-порфиры, а к третичным—плагиоклазовые диоритовые порфириты, жильные щелочные гранит-порфиры.

Последние встречены в одном пункте (к СВ от высоты 2029); слагают дайку мощностью 6—7 *м*, при длине свыше 400 *м*. Порода центральной части дайки имеет порфировое строение и светло-серую окраску. Структура порфировая, основная масса—трахитовая. Минеральный состав: плагиоклаз (альбит, № 10—12), калиевый полевой шпат (ортоклаз), кварц, биотит, магнетит; акцессории—циркон, апатит; вторичные—хлорит и серицит.

Габбро обнажается в верховье р. Бануш в виде двух сильно вытянутых интрузивных тел; одно из них располагается в районе лалварского выступа. Порода темного и темно-серого цвета; среднезернистая, с некоторой порфировидностью; по периферии порода интрузии постепенно осветляется и переходит в обычные кварцевые диориты и гранодиориты.

Структура пород габбровая, офитовая и переходная от офитовой к габбровой, наконец, для порфировых—отчетливо выраженная порфировидная. Минеральный состав среднезернистого габбро следующий: зо-

нальный плагиоклаз (в ядре № 81—82, на краях № 47—48), калиевый полевой шпат, авгит, иногда оливин, роговая обманка, биотит; акцессории—магнетит, апатит; вторичные—хлорит, серицит.

Розовые граниты распространены исключительно в приконтактовой зоне массива, в виде сильно вытянутых (вдоль контакта) интрузивных тел. Для этих пород характерным является отсутствие каких-либо признаков гибридизма; контакты их с породами ранней фазы пирогенные.

Порода розового цвета, мелко- и среднезернистая, аплитовидная; структура гипидиоморфнозернистая, местами микропегматитовая и переходная от гипидиоморфнозернистой к панидиоморфнозернистой. Минеральный состав: зональный плагиоклаз (№ 28—29 в ядре и альбит (№ 89) на краях), калиевый полевой шпат, кварц, изредка биотит; акцессории—апатит, циркон, магнетит; вторичные—серицит, пирит, гидроокислы железа.

Северная часть Банушской интрузии находится в пределах Грузинской ССР; здесь она известна как Бардадзорская интрузия. Р. И. Макашвили (1960) описывает отсюда кварцевые диориты, граниты, гранодиориты и банатиты.

Кварцевые диориты представляют мелко- и среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой; участками они порфировидные. Минеральный состав: плагиоклаз (олигоклаз-андезин), кварц, калиевый полевой шпат, биотит, мусковит, акцессории—циркон, апатит, рудный минерал и вторичные—хлорит, карбонат, серицит, эпидо-цоизит, лимонит и пелитовое вещество.

Граниты, гранодиориты и банатиты характеризуются мелкозернистостью; структура пород гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав: кварц, калиевый полевой шпат (микроклин-пертит), плагиоклаз, биотит; акцессории—циркон, апатит, сфен, рудный минерал; вторичные—серицит, хлорит, мусковит, пелитовое вещество, эпидот-цоизит, карбонат, лимонит.

В гранитоидах часты ксенолиты вмещающих пород (кварцево-роговообманкового диорит-порфирита и др.).

По Р. И. Макашвили, Бардадзорский интрузив переходит в вмещающие вулканогенно-осадочные породы постепенно. Данные вариационных диаграмм химического состава гранитоидов и вмещающих пород, построенные по методу Т. Барта, подтверждают мнение автора о происхождении гранитоидов путем метасоматоза.

В гранитоидах Na_2O, как правило, преобладает над K_2O, констатируется богатство глиноземом, бедность магнием; железо значительно преобладает над магнием, что может указывать на сравнительно низкотемпературные условия их образования.

Для гранитоидов характерно значительное содержание акцессорного элемента Zr, в меньших количествах отмечаются Li, Cu, Mn, Ga, еще меньше—Be; встречаются также Ni, Co и V.

Среди жильных пород выделяются следующие группы: 1—диабазы и порфириты, являющиеся, по автору, корнями среднеюрского вулканизма, 2—габбро-диабазы, порфириты и кварцевобиотитовые альбитофиры—корни средне-эоценового вулканизма; 3—кварцевые альбитофиры и часть кварцево-биотитовых альбитофиров, по-видимому, представляют собой верхнемеловые гипабиссальные образования.

В окрестностях сел. Цопи среди известняков сеномана обнажается пластовая дайка (10—12 *м*) роговообманкового порфирита; известняки в контакте доломитизированы, по простиранию доломит переходит в офиокальцит. Между пластами офиокальцита, а также в трещи-

пах встречаются серпентиновые, кальцит-серпентиновые, серпентин-гранат-магнетитовые, кальцитовые и хризотил-асбестовые жилы.

Жильная серия пород Банушского массива следующая (в порядке последовательности внедрения): аплиты и микропегматиты, габбро-диоритовые и диоритовые порфириты, щелочные гранит-порфиры и гранит-порфиры.

В химическом отношении плагиогранодиорит Банушского массива характеризуется несколько повышенным содержанием SiO_2, Na_2O, но пониженным —MgO, K_2O, CaO против среднего состава гранодиоритов по Дэли.

Ахпатская интрузия. Располагается у одноименного разъезда по левому склону ущелья р. Дебед; незначительные выходы ее констатируются и по правому берегу реки. Площадь ее около 4,5 *км*², представляет штокообразное тело, вытянутое в северо-восточном направлении. Вмещающие породы—вулканогенные образования средней юры. Сложена плагиогранитами различной крупности зерна; по периферии мелкозернистые разности, а к центру—среднезернистые, темно-серого цвета, с зеленоватым и другими оттенками, в зависимости от степени выветрелости породы.

Структура гипидиоморфнозернистая, местами аллотриоморфнозернистая, аплитовая, импликационная; минеральный состав: плагиоклаз (№ 53—55), кварц, в незначительных количествах (единичные зерна) —роговая обманка, биотит, калиевый полевой шпат; акцессории—магнетит, циркон, апатит и сфен; вторичные—хлорит (много), каолин, серицит, карбонаты, лимонит, эпидот, альбит и др.

В эндоконтактах интрузии местами содержание кварца понижается и породы приближаются по составу к плагиогранодиоритам и кварцевым диоритам.

Породы Ахпатского массива подвергались интенсивным постмагматическим метасоматическим преобразованиям: кварцитизации, хлоритизации, альбитизации и пелитизации.

В экзоконтактовой зоне интрузии под воздействием гидротермальных растворов возникли также плагиоклаз-кварц-хлорит-карбонатные породы.

По химическому составу породы Ахпатского массива относятся к ряду пересыщенных Al_2O_3 и характеризуются незначительным содержанием K_2O при резком преобладании Na_2O, что вполне согласуется с данными по минеральному составу.

Кохбская (Шнохская) интрузия. Находится по правобережью р. Дебед в районе сс. Шнох и Кохб, прорезаясь, кроме того, ущельем р. Кохб (Кульп). Площадь ее свыше 90 *км*²; это самый крупный интрузив в пределах Сомхетско-Ганджинской зоны. Форма его почти изометричная, с некоторым выступом в северо-западном направлении—в сторону сел. Чочкан, по левобережью р. Дебед, оказавшимся несколько разобщенным от основного тела массива потоком четвертичных лав, выполнивших долину указанной реки.

Интрузивные породы отчетливо прорывают вулканогенные образования средней юры и трансгрессивно и несогласно перекрывающие их вулканогенно-осадочные породы сеномана с образованием пирогенных контактов, чем впервые был определен их послесеноманский возраст (К. Н. Паффенгольц, 1934; В. Г. Грушевой, 1936).

Отложения сеномана включают на разных горизонтах внутриформационные маломощные конгломераты, включающие гальки измененных гранитоидных пород, некоторые из которых оказывались даже оруденелыми. Эти гальки, которые принадлежат каким-то древним интрузиям, не вскрытым эрозией, многие исследователи считают относящи-

мися к породам Кохбского массива, чем пытаются обосновать его досеноманский возраст. В пользу последнего как-будто говорят и данные определения абсолютного возраста пород Кохбской интрузии. Однако состав галек не отвечает породам массива, а их хорошая окатанность указывает на далекий перенос, противоречащий их близости к «коренному» источнику (1,5 *км*). Детальные исследования последних лет подтвердили факт прорывания гранитоидами Кохбской интрузии пород сеноманской толщи; по аналогии с Лалварскими интрузиями ее можно считать третичной (верхнеэоценовой).

Массив сложен кварцевыми диоритами (первая фаза внедрения), розовыми гранитами и плагиогранитами (вторая фаза).

Преобладают кварцевые диориты, среди которых по характеру и количественным соотношениям цветных минералов различаются роговообманковая, роговообманково-биотитовая и биотитовая разновидности; изредка отмечаются авгитовые кварцевые диориты.

Наибольшее развитие имеют роговообманково-биотитовые разности. Породы равномернозернистые, серого и темновато-серого цвета с розоватым, желтоватым и зеленоватым оттенками.

Структура породы гипидиоморфнозернистая, в краевых фациях—микропорфировидная. Минеральный состав: плагиоклаз, кварц, обыкновенная роговая обманка, биотит; акцессории—магнетит, апатит, циркон, сфен, реже рутил и вторичные—хлорит, серицит, каолин, лейкоксен, реже эпидот, клиноцоизит, карбонат, кварц. В биотитовой и биотитово-роговообманковой разновидности в виде единичных зерен встречается калиевый полевой шпат.

Соответствующие исследования показали, что от центра к периферии интрузии возрастает содержание роговой обманки и основность плагиоклаза, но уменьшается количество кварца и биотита.

Совершенно противоположная картина наблюдается с глубиной.

От этого правила есть и отклонения, обусловленные, по-видимому, местными геолого-тектоническими условиями кристаллизации магмы и другими факторами.

Процессы автометаморфизма наиболее сильно проявились в юго-западной части Кохбского массива, которая представляет, по-видимому, наибольший практический интерес. Продукты автометаморфизма представлены порфировидными кислыми кварцево-полевошпатовыми породами, альбититами, альбит-эпидот-хлоритовыми породами и интенсивно гидротермально измененными кварцевыми диоритами.

Основность среднего состава плагиоклазов значительно увеличивается в наиболее гибридитизированных разностях (диоритах) краевых фаций и несколько уменьшается в биотитовых кварцевых диоритах. Состав плагиоклазов подвергается большим колебаниям, особенно в кварцевых диоритах с двумя цветными минералами (от № 31 до № 53).

Шнох-Кохбский массив является единственным среди интрузивов Малого Кавказа, где сохранились большие участки кровли интрузии. Представлена она вулканогенной толщей г. Зикатар, слагающей пологую синклиналь.

Внедрение интрузивных пород массива обусловило среди пород кровли довольно интенсивное изменение, в результате чего на настоящем эрозионном срезе вокруг интрузива замечается широкий ореол контактово-измененных пород, представленных различными роговиками, скарновыми породами. Максимальная ширина (3 *км*) полосы измененных пород наблюдается у восточного контакта массива в районе г. Зикатар и несколько меньшая (2 *км*)—западнее г. Кыригнер; в остальных участках ширина ее не превышает нескольких сот метров.

По южному и северо-восточному краю массива в контактовой зоне встречаются скарновые породы, представленные гранат-эпидот-амфиболовыми, гранат-магнетит-эпидотовыми и гранат-гематит-эпидотовыми разностями, образовавшимися за счет рифовых известняков (оксфорд ?), туфогенных и туфоосадочных пород, первично содержавших известковистый материал. Нередко к участкам указанных пород бывают приурочены выходы магнетитовых руд (месторождение Цакери-даш).

В северо-западной части массива, в районе сел. Личкадзор, кварцевые диориты и вулканогенные образования верхней (?) юры прорываются незначительными по размерам сателлитами, сложенными плагиогранитами. Последние по петрографическому составу, комплексу акцессорных минералов и другим деталям весьма сходны с вышеохарактеризованными плагиогранитами Ахпатской интрузии.

Жильная серия пород интрузива представлена кварцевыми диоритами, гранодиоритами (первая фаза) и диоритами, кварцевыми диорит-порфиритами, пироксеновыми, пироксен-роговообманковыми кварцевыми диоритами и отчасти гранодиоритами (эндоконтактовая фация).

Чочканская интрузия. Расположена по левому берегу р. Дебед, являясь, видимо, северо-западной окраиной Кохбского массива; площадь ее около 2,5 *км*². Вмещающими породами являются юрские вулканогенные образования.

Интрузия сложена роговообманково-биотитовыми кварцевыми диоритами, подобными вышеописанным. Отмечено несколько повышенное содержание калиевого полевого шпата; плагиоклаз варьирует от № 33 до № 41.

Ахтальская интрузия представляет сателлитовое тело, расположенное к юго-западу от Чочканской интрузии; вмещающими являются верхнеюрские вулканогенные образования. Действительные контуры, размеры и условия залегания его неясны вследствие весьма плохой обнаженности.

Породы интрузии представлены однообразными гибридными диоритами, сходными с таковыми Кохбского массива. Структура породы гипидиоморфнозернистая; количественно-минеральный состав: преобладающий (64%) плагиоклаз (№ 46—53), обыкновенная роговая обманка (25%), биотит (4%), авгит (2%), калиевый полевой шпат (2%), кварц (1%) и акцессории (3,5%)—магнетит, апатит, сфен, реже циркон.

Цахкашатская (Хачидурская) интрузия. Находится по правобережью р. Дебед, к югу от сел. Ахпата, в верховье р. Дживаз. Вытянута в широтном направлении, площадь около 3 *км*². Другой небольшой выход подобных по составу интрузивных пород наблюдается ниже по реке, у слияния рр. Дживаз и Аджур.

Вокруг интрузий наблюдается довольно мощная зона роговиков, содержащих вкрапленники пирита.

Породы интрузии имеют довольно однообразный петрографический состав и представлены в основном роговообманково-биотитовыми кварцевыми диоритами. Лишь в некоторых участках наблюдается незначительное колебание соотношений между темноцветными компонентами. В общем эти породы аналогичны кварцевым диоритам Кохбского массива.

К северо-востоку от сел. Цахкашат обнажается небольшое штокообразное тело плагиогранит-порфиров; условия залегания его неясные.

К юго-западу от сел. Цахкашат в некоторых местах на небольших участках (100—300 *м*²) кварцевые диориты превращены в результате

метасоматических процессов в кварцсодержащие альбититы, очень сходные с альбититами Кохбского массива.

Шахтахтские интрузии. Находятся к востоку от вершины г. Лалвар, в верховье Алавердского ущелья. Представляют два близко расположенных дайкообразных тела северо-восточного простирания; прорывают вулканогенные породы верхней юры, вызывая в них ороговикование.

Основная часть интрузий сложена среднезернистыми темными и темно-серыми габбро, сменяющимися по периферии мелкозернистыми темными разновидностями с весьма редкими крупными вкрапленниками авгита. Встречаются и темно-серые порфировидные габбро с крупными (до 1 *см*) вкрапленниками плагиоклаза.

Для мелкозернистых габбро характерна габбровая структура, для среднезернистых—офитовая и переходная от офитовой к габбровой и для порфировидных—отчетливо выраженная порфировидная.

Среднезернистое габбро. Количественно-минеральный состав: плагиоклаз (52—70%), авгит (17—37%), иногда оливин (0—1%), роговая обманка (0—7%), биотит (0—6 %); акцессории—магнетит, апатит, сфен (6,5—10%). Редко, в виде единичных зерен встречаются энстатит и кварц.

Порфировидные габбро слагаются из почти среднезернистой основной массы, в которой выделяются крупные (от 1—2,5 до 4,5 *см*) широкотаблитчатые вкрапленники зонального плагиоклаза (в ядре № 73, по периферии—№ 61). Состав плагиоклаза основной массы —№ 61.

Мелкозернистые габбро характеризуются повышенным содержанием авгита, магнетита и отсутствием роговой обманки.

Западно-Лалварская интрузия. Расположена в 2 *км* к западу от вершины г. Лалвар, где прорывает туфобрекчии и порфириты верхней юры. Форма интрузии штокообразная, вытянутая в северо-западном направлении.

Центральные и сравнительно более эродированные части интрузии сложены серо-розовыми с зеленоватым оттенком плагиогранит-порфирами. В восточной расширенной и южной суживающейся частях массива плагиогранит-порфиры секутся дайками основных пород, приуроченных к крупным поперечным трещинам.

Структура плагиогранит-порфиров микропорфировая с мелкозернистой гипидиоморфнозернистой, переходящей в аллотриоморфнозернистую, основной массой.

Минеральный состав: плагиоклаз, кварц, роговая обманка; акцессории—магнетит, циркон, апатит, реже сфен; вторичные—серицит, хлорит, альбит, кварц, карбонат, реже эпидот.

Плагиоклаз вкрапленников отвечает № 30—33, а основной массы—№ 25—27; окаймлен по периферии альбитом.

По вещественному составу породы этой интрузии весьма сходны с таковыми Ахпатского массива.

Ахкерпинская интрузия. Расположена к северу от вершины г. Лалвар по правому склону ущелья р. Ахкерпи. Представляет узкое дайкообразное тело близширотного простирания, рвущее вулканогенно-осадочные отложения средней юры. Сложено среднезернистыми кварцевыми габбродиоритами темно-зеленого цвета; по периферии сменяются более мелкозернистыми порфировидными разностями темного цвета. Структура породы гипидиоморфнозернистая; минеральный состав: преобладающий плагиоклаз (№ 37—46), амфибол, кварц, пироксен; акцессории—магнетит, апатит и сфен; вторичные—хлорит, серицит, каолин, карбонат, кварц.

Мелкозернистые разновидности указанных пород сложены теми же минералами, только отличаются большим содержанием моноклинного пироксена. Однотипными породами сложен расположенный далее к северо-востоку Болнисский массив, соединяющийся, видимо, с Ахкерпинским на некоторой глубине.

Болнисская интрузия. Находится к северо-востоку от вершины г. Лалвар, имеет штокообразную форму, несколько вытянутую в северо-восточном направлении. Сложена однообразными кварцевыми габбро-диоритами, подобными вышеохарактеризованным ахкерпинским. Порода почти среднезернистая, темно-зеленоватого и темно-серого цвета. Структура гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав: плагиоклаз (№ 37—46), пироксен (авгит и ферроавгит), амфибол, кварц; акцессории—магнетит, апатит, сфен; вторичные—кварц, хлорит, серицит, карбонат.

Вокруг интрузии в среднеюрских вулканогенных породах отмечаются зоны уплотненных, перекристаллизованных пород мощностью в несколько десятков метров. Площадь интрузии около 1,2 *км*^{2}; по-видимому, она падает на северо-запад. Здесь по периферии интрузивные породы подвергнуты действию гидротермальных растворов.

Близ юго-восточного контакта интрузии кварцевые габбро-диориты превращены, в результате гидротермального метасоматоза, в сравнительно крупнозернистые кварц-альбитовые породы светло-розовой окраски. Их состав: плагиоклаз (57%)—альбит и альбит-олигоклаз, кварц (23%), магнетит (4%) и вторичные (16 %). Эти метасоматические породы постепенно переходят в хлоритизированные кварцевые габбро-диориты.

Химические анализы габбро показывают, что порода характеризуется пониженным содержанием MgO, но повышенным SiO_2 и Al_2O_3 против среднего состава, по Дэли.

Шулаверская интрузия. Слагает узкое дайкообразное тело северо-восточного простирания, сложенное плагиогранодиорит-порфирами. Структура породы микронорфировидная; минеральный состав: плагиоклаз (№ 27; 64%), кварц (25%), обыкновенная роговая обманка (6%), калиевый полевой шпат (3%); акцессории (2 %)—магнетит, циркон, апатит, сфен; вторичные—серицит, каолин, хлорит, эпидот (редко).

Результаты химических анализов интрузивных и эффузивных пород Алавердской группы, пересчитанные нами на числовые характеристики А. Н. Заварицкого, представлены на векторной диаграмме (рис. 19).

К юго-западу от Алавердской группы интрузий, вдоль южных склонов Локского хребта, констатирован ряд мелких и средних интрузий, подчиненных среднеэоценовой вулканогенной толще.

Известны под названием Привольненской группы.

Интрузии приурочены к разломам, осложняющим ряд мелких структур общекавказского направления. Наиболее крупными из интрузий являются Урутская и Ягданская.

Урутская интрузия расположена в районе сел. Урут по левобережью р. Дзорагет. Сложена гранитами и гранит-аплитами, прорывающими среднеэоценовые вулканогенные образования хр. Леджан.

Ягданская интрузия находится в районе сел. Ягдан по левобережью р. Дзорагет. Включающие породы—среднеэоценовые порфириты и туфобрекчии. Сложена диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиорит-порфирами и лейкократовыми гранитами; жильные породы представлены аплитами.

На простирании этой полосы интрузий далее к юго-востоку по правобережью р. Дебед находится Дзагидзорская (Каринджская) интрузия. Расположена она к востоку от ст. Кобер, в районе Туманянского месторождения огнеупорных глин.

Интрузия небольших размеров (3 х 1 *км*), но сильно дифференцирована (В. Г. Грушевой, 1935). Вытянута в согласии с вмещающими вулканогенными породами средней юры и среднего эоцена в общекавказском направлении.

В краевой юго-западной части интрузии преобладают авгитовое и роговообманковое габбро (плагиоклаз № 60, без ортоклаза и кварца), далее следуют кварцево-биотитовые диориты и гранодиориты. Габбро по краям интрузии приобретает порфировидный характер и переходит в своеобразные очень темные габбровые порфириты с крупными (до 2—3 *см*) вкрапленниками плагиоклаза (лабрадор-биотитового ряда). Жильные породы представлены гранит-аплитами и пегматитами.

Интрузия имеет, видимо, юго-западное падение, судя по обширному распространению (несколько квадратных километров) интенсивно гидротермально измененных пород, именно с этой ее стороны; здесь им подчинено и оруденение жильного и вкрапленного характера (Дсехское медное и пиритовое месторождение в местности Дзаги-дзор), а также месторождение огнеупоров (каолинизированные породы).

Породы жильной фазы. Жильные породы Алавердского района характеризуются большим разнообразием петрографического состава. Среди них различаются как мелканократовые, так и лейкократовые разности; последние представлены: аплитами, плагиоаплитами, аплитовидными жильными гранитами, микроплагиогранитами, пегматитами, субщелочными гранит-порфирами, гранит-порфирами, кварцевыми альбититами и плагиоклазитами.

Среди меланократовой серии жильных пород различают микродиориты и кварцевые диорит-порфириты, габбро-диабазы и габбро-диабазовые порфириты.

Большинство лейкократовых жильных пород являются более ранними, чем меланократовая серия. Лейкократовые жильные породы имеют пространственную и генетическую связь с обнажающимися интрузивами, редко отходят от последних на расстояния, превышающие несколько сот метров, и, как правило, выполняют трещины прототектоники.

Меланократовые жильные породы, как правило, выходят далеко за пределы влияния этих интрузивных тел и пространственно выполняют трещины регионального значения. Они отличаются большой выдержанностью по простиранию (нередко более 1 *км*) и постоянством элементов залегания. Выделяются своим положением среди жильных пород района пострудные габбро-диабазы; они секут не только всю серию вышеохарактеризованных жильных пород, но и рудные жилы медноколчеданных месторождений. Наиболее полно жильная серия пород представлена в крупном Кохбском массиве, где обнаружены почти все вышеперечисленные разновидности. В нем встречается также дайка, сложенная лейкократовой мономинеральной породой, сложенной целиком андезином, так что ее можно назвать плагиоклазитом или андезинитом. Наибольшее распространение имеют плагиоаплиты, которые наблюдаются почти во всех кислых и средних интрузиях, особенно в гранитоидах, бедных калиевым полевым шпатом.

Отмечается, что в жильных образованиях обоих этапов главные породообразующие минералы в подавляющем большинстве случаев подвергаются широким колебаниям. Это наблюдается даже в наиболее

кислых представителях жильных пород, лишенных всяких следов контаминации

В химическом отношении жильные породы первого этапа отличаются от пород второго этапа повышенным содержанием SiO_2, но пониженным—Fe_2O_3 и FeO, MgO, CaO. В большинстве случаев жильные породы пересыщены глиноземом. Интересно, что кварцевые диорит-порфириты по общей сумме щелочей весьма близки к плагиоаплитам. Оба типа пород характеризуются также отчетливо выраженным натриевым обликом. Граноаплиты и пегматиты обладают, наоборот, калиевым характером.

Кварцевые альбитофиры (плагиогранит-порфиры) или «альбитофиры», как они именуются многими исследователями района, являются до сего времени объектом спора различного характера. Спорными явились вопросы их возраста, связи с гранитоидными интрузиями, роли в процессе оруденения и т. д.

Детальные исследования показали, что в возрастном отношении устанавливаются две генерации альбитофировых пород, более ранние из которых внедрились до гранитоидов.

По данным Г. А. Казаряна и Э. Г. Малхасяна (1959), более ранние плагиогранит-порфиры слагают на восточных склонах г. Лалвар интрузивные залежи (силлы), секущие тела и лакколиты в вулканогенных образованиях средне-верхней юры, но галька их обнаружена в базальном конгломерате среднего эоцена. Кроме того, к востоку от г. Лалвар, в районе сел. Чочкан, установлено прорывание плагиогранит-порфиров породами Кохпского гранитоидного массива (третичного).

По заключению указанных авторов плагиогранит-порфиры являются субвулканическими образованиями, их внедрение происходило синхронно со складчатостью. Породы эти местами подвергнуты интенсивному гидротермальному изменению, иногда превращены во вторичные кварциты (Шамлуг). По возрасту являются дорудными образованиями и их роль в процессе медноколчеданного оруденения заключается только в экранировании восходящих потоков рудоносных растворов.

Макроскопически—порода розового, красного или светло-серого цвета, порфирового, иногда афирового строения. Под микроскопом структура основной массы микрофельзитовая, сферолитовая и нередко в эндоконтактовых зонах—перлитовая. Минеральный состав: плагиоклаз (альбит, № 10—12), кварц (двух генераций); акцессории—апатит, циркон; вторичные—серицит, карбонат, хлорит.

Более поздние кварцевые альбитофиры являются наиболее распространенными дайковыми образованиями Алавердского района. Образуют пластообразные залежи, дайкообразные и штокообразные тела северо-восточного и близширотного простираний. Наиболее крупным из них является Джилизинское, установленное впервые С. И. Баласаняном (1965). Вмещающими их породами являются обычно вулканические образования верхней юры.

Породы крепкие, тонкокристаллического строения, сильно брекчированные, серо-розового и кирпично-красного цвета.

Структура их чаще порфировая, реже равномернозернистая, без вкрапленников. Структура мелкозернистой, тонкозернистой основной массы, разнообразная—аллотриоморфнозернистая, микропойкилитовая, микропегматитовая, трахитовая, микролитовая и сферолитовая. Наиболее характерны первые две структуры, но нередко наблюдается сочетание структур двух каких-либо типов.

Главными составными частями этих пород являются плагиоклаз и кварц; из акцессориев присутствуют единичные зерна магнетита, апа-

тита, циркона. Вторичные—каолин, реже серицит, хлорит, мусковит, карбонат, эпидот.

Плагиоклаз относится к альбиту (№ 5) и весьма редко к олигоклазу; по данным В. Г. Грушевого (1941), вкрапленники плагиоклаза иногда соответствуют № 20—27.

Содержание обоих главных минералов варьирует в широких пределах, причем при понижении количества кварца породы постепенно переходят в кварцсодержащие альбитофиры, имеющие подчиненное значение.

На северном склоне г. Лалвар встречена дайка кварц-биотитового альбитофира, секущего среднеэоценовую вулканогенно-осадочную свиту (Г. М. Заридзе, 1961). Порода светло-серого цвета, отвечающая по составу кварц-биотитовому альбитофиру. Макроскопически видны вкрапленники биотита.

Структура породы порфировая, основная масса мелкокристаллическая или полнокристаллически-гранофировая. Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом (альбит) и биотитом, основная же масса состоит из пелитизированного альбита и вторичного кварца. Из акцессориев встречаются циркон и турмалин.

Из сопоставления альбитофиров обеих генераций вытекает следующее. Более ранние породы отличаются от поздних: 1—пониженным количеством кварца, нередко доходящим до незначительного; 2—меньшим содержанием анортитовой части плагиоклаза; 3—большей раскристаллизованностью основной массы; 4—отсутствием сферолитов альбита; 5—отсутствием циркона среди акцессориев; 6—редкостью микропойкилитовой структуры основной массы.

В химическом отношении кварцевые альбитофиры характеризуются пересыщенностью Al_2O_3 и натриевым обликом. Ранние и поздние кварцевые альбитофиры по химизму близки, только главная масса поздних пород отличается повышенным содержанием SiO_2.

В заключение о жильных породах Алавердского района следует указать, что, кроме вышеохарактеризованных, более ранних «альбитофиров» (плагиогранит-порфиров Г. А. Казаряна и Э. Г. Малхасяна), здесь встречены, видимо, одновозрастные с ними пикритовые диабаз-порфириты и их безоливиновые разности—габбро-диабазы. По указанию Г. А. Казаряна (1959) эти породы имеют довольно широкое распространение в Алавердском рудном поле, но совершенно отсутствуют в гранитоидных интрузиях района. Упомянутый автор полагает, что они внедрились в пределах времени—средняя юра—нижний мел.

Если провести аналогию с Большим Кавказом, то указанные дайки можно параллелизовать с предкелловейскими пластовыми интрузиями, развитыми в среднеюрской сланцевой толще Главного хребта.

Вышеприведенные факты нахождения жильных пород двух генераций отвечают данным Р. Л. Мелконяна (1966), который выделяет в Алавердском районе два магматических комплекса, соответствующих двум тектоно-магматическим этапам развития юрской эвгеосинклинали. Первый из них—геосинклинальный, связан с максимальным прогибанием и заканчивается в предкелловейскую фазу внедрением даек и субвулканических образований (габбро-диориты и др.); второй этап—орогенный—обусловил проявление кислого вулканизма (кварцевые альбитофиры, гранитоиды). Медное оруденение района автор связывает со среднеюрскими плагиогранитами, а свинцово-цинковое—с очагами гранитоидной магмы верхнеюрского—нижнемелового времени, с чем согласиться, конечно, нельзя. Вышеуказанные среднеюрские дайковые образования являются безрудными, а для гранитоидов доказывается их

позднеэоценовый возраст (г. Лалвар, район Привольненских интрузий).

Ксенолиты. В интрузивных породах отмечается большое количество в различной степени переработанных ксенолитов, размеры которых сильно варьируют (от 1 *см* до нескольких метров). Они образуют неправильные угловатые (слабо переработанные разности), шарообразные (наиболее интенсивно переработанные разности), эллипсоидообразные и грушеподобные тела с острым концом вниз. В их распространении какой-либо закономерности не наблюдается, однако в некоторых интрузиях встречаются крупные останцы вулканогенных пород, ориентированные согласно простиранию вмещающих образований.

Степень измененности ксенолитов в интрузиях различного состава неодинакова. Наиболее интенсивно переработанные ксенолиты наблюдаются в кварцевых диоритах, затем в плагиогранодиоритах. Ксенолиты подвержены воздействию различных процессов, в зависимости от их пространственного расположения внутри интрузивов.

Обычно ксенолиты имеют более основной состав, чем вмещающие породы; от последних они отличаются большим содержанием роговой обманки (за счет компонентов исходных пород и магмы), но меньшим—биотита и кварца.

Ксенолиты по составу разделяются на диориты, кварцсодержащие диориты и кварцевые диориты. По характеру цветных минералов различаются роговообманковая и роговообманково-биотитовая разновидности; последняя всегда имеет кварц-диоритовый состав. Чистые биотитовые разности не встречались.

Ксенолиты диоритового состава представляют мелкозернистые темные породы, состоящие из плагиоклаза (53%), роговой обманки (40% и более) и акцессорных минералов (7%)—магнетита (много), сфена и апатита.

Контактовые явления. Масштабы проявления контактовых изменений интрузивных пород разного петрографического состава неодинаковы. Наиболее широкие контактовые ореолы возникли в связи с кварцевыми диоритами (Кохб, Кедабек, Дашкесан).

Контактовые изменения поздних инъекций магмы выражены слабо, особенно в связи с гранитами. Контактирующие с ними юрские вулканогенные породы основного состава полностью сохраняют свои структурные особенности и только их основная масса отчасти перекристаллизована с образованием единичных зерен роговой обманки и биотита.

Вокруг габброидов и кварцевых габбро-диоритов возникли небольшие зоны контактово-метаморфических пород, представленных плагиоклаз-пироксеновыми роговиками и эпидозитами.

Вокруг интрузий кварцевых диоритов во вмещающих юрских вулканогенных породах образовались различные по составу контактово-измененные породы. Наиболее мощная зона этих пород наблюдается вокруг Кедабекского и Кохбского массивов; вокруг последнего ширина зоны местами доходит до 4 и более *км*. Здесь же констатируется и наибольшая вариация петрографического состава измененных пород.

В экзоконтактовых зонах интрузивов в грубом приближении намечаются следующие закономерности:

1—в горизонтальном направлении при удалении от интрузивов уменьшается степень перекристаллизации пород, но соответственно возрастает их амфиболитизация; последняя далее сменяется хлоритизацией и эпидотизацией,

2—в экзоконтактовых зонах в вертикальном направлении протекает тот же процесс, но заметно усиливается интенсивность амфиболитизации; далее увеличивается кварцитизация и воздействие гидротермальных растворов, и в значительном удалении от интрузивов наблю-

даются хлоритизация и эпидотизация со слабым проявлением альбитизации, серицитизации, кварцитизации и карбонатизации и отчасти амфиболитизации.

Контактово-измененные породы представлены роговообманково-плагиоклазовыми, роговообманково-плагиоклазово-кварцевыми, плагиоклазово-кварцевыми, плагиоклаз-пироксеновыми роговиками, интенсивно амфиболитизированными породами, рассланцованными породами типа амфиболитов и вторичными кварцитами (местами андалузитоносными).

Наибольшим распространением пользуются интенсивно амфиболитизированные породы и роговообманково-плагиоклазовые роговики, развитые в экзоконтактовых зонах всех интрузивов кварцевых диоритов.

Контактово-измененные породы, связанные с плагиогранодиоритами (Банушский массив) представлены мраморами, плагиоклаз-роговообманковыми, пироксен-скаполитовыми и плагиоклазовыми роговиками.

Контактовые явления в связи с плагиогранитами проявлены слабо. Они выражаются в образовании небольшой полосы роговообманково-плагиоклазовых роговиков (Ахпатский массив). В некотором удалении от интрузива под воздействием гидротермальных растворов возникли также плагиоклаз-кварц-серицитовые, плагиоклаз-кварц-хлорит-карбонатовые породы и вторичные кварциты, подобные вышеупомянутым.

Распределение микроэлементов в главных типах контактово- и постмагматически измененных породах представляется в следующем виде.

1. Для всех типов измененных пород характерно постоянное присутствие таких микроэлементов, как титан, ванадий, медь.

В гидротермально-измененных породах и кварцсодержащих роговиках ванадий присутствует в тысячных долях процента, но в остальных роговиках количество его возрастает в 10 раз. Напротив, содержание меди и бария увеличивается в продуктах гидротермальной деятельности.

2. Типичными микроэлементами являются также цирконий, галлий и барий, которые установлены в резко преобладающих пробах. Намечается тенденция к возрастанию частоты встречаемости и содержания указанных микроэлементов при переходе от сравнительно высокотемпературных контактовых пород к низкотемпературным гидротермальным образованиям.

Такую же тенденцию в общих чертах обнаруживают цинк, свинец, стронций, бериллий, иттербий и иттрий. В интенсивно гидротермально-измененных породах, где плагиоклаз полностью замещен кварц-серицитовым агрегатом, галлий отсутствует. Это объясняется тем, что основным коллектором галлия является плагиоклаз.

3. Наконец, кобальт и хром характерны для измененных пород с повышенным содержанием цветных минералов. Частота встречаемости их резко падает в кварцсодержащих роговиках, а в гидротермально-измененных образованиях полностью исчезает. Для последних типично присутствие почти во всех пробах иттрия и иттербия.

По частоте встречаемости первое место занимает никель, затем идут кобальт и хром. Частота встречаемости и содержание этих трех элементов в амфибол-плагиоклазовых роговиках кварцевых диоритов значительно больше, чем в аналогичных породах, вызванных поздними внедрениями магмы.

4. К редким микроэлементам относятся молибден, скандий, олово, серебро, лантан и церий. Молибден, цинк и свинец тяготеют к гидро-

термально-измененным породам; в распределении остальных микроэлементов определенной закономерности не усматривается.

5. Измененные породы характеризуются наличием тех же микроэлементов, что и интрузивные породы.

Шамшадинская группа интрузий. Район их развития входит в среднюю часть Сомхетско-Ганджинской зоны; сами интрузии приурочены к ядрам антиклиналей, сложенных вулканогенными образованиями нижней и средней юры.

В эту группу входят две крупные интрузии—Тавушская (36 *км*²) и Хндзорутская (8,5 *км*²) и ряд мелких тел сателлитового характера (не более 0,5 *км*²).

Тавушская интрузия расположена к юго-западу от сел. Берд, в бассейне верхнего течения р. Тавуш (Тауз). Конфигурация ее на данном эрозионном срезе довольно прихотливая, с общей вытянутостью в северо-восточном направлении (вдоль реки).

Хндзорутская интрузия представляет мощное дайкообразное тело северо-восточного направления, обнажающееся по дну и склонам ущелья р. Хндзорут. Вмещающими породами являются порфириты и кварцевые плагиопорфиры аалена.

В строении массивов участвуют плагиограниты, местами переходящие в адамеллиты и гранодиориты, плагиогранит-порфиры, порфировидные плагиограниты и розовые граниты. Жильная серия, сравнительно мало распространенная, представлена аплитами, плагиогранит-порфирами, плагиоклазовыми и диабазовыми порфиритами.

Возраст этих интрузивов одни исследователи считают среднеюрским, другие верхнеэоценовым, т. е. аналогичным Лалварским интрузиям.

Интересно отметить, что определение абсолютного возраста плагиогранитов из Тавушского массива по методу сравнительной дисперсии двупреломления плагиоклазов дает 154±5 млн. лет, что соответствует среднеюрскому возрасту.

Наблюдения над контактовыми поверхностями интрузивных пород с вмещающими породами, структурное положение интрузивов, общность их петрографического состава позволяют полагать, что они соединяются на глубине в единое интрузивное тело.

Многообразие пород обусловлено сильно выраженными явлениями гибридизма и дифференциации гранитоидной магмы. О широком развитии процессов гибридизма свидетельствует наличие в интрузивах ксенолитов (от 1 *см* до 2 *м* и более) вмещающих пород, количество которых несколько увеличивается к периферии интрузивных тел.

В результате этих процессов в зонах контакта с эффузивами основного состава и известняками возникли кварцевые диориты, диориты и габбро-диориты.

Породы этой группы имеют небольшое распространение и распределены неравномерно. Кварцевые диориты развиты в Тавушском и особенно Хндзорутском массивах, а диориты и кварцевые диориты исключительно в Тавушском и приурочены к местам контактов интрузивов с туфопорфиритовой толщей нижней юры.

Породы серого, темно-серого, почти черного цвета, плотные мелкозернистые, изредка среднезернистого сложения. Структура пойкилитовая, гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав: плагиоклаз (двух генераций), роговая обманка, моноклинный пироксен, кварц, редко биотит (последние два в кварцевых диоритах); акцессории—сфен, апатит, рудный минерал; вторичные—альбит, серицит, эпидот, кальцит, хлорит, уралит.

Плагиоклаз первой генерации отвечает среднему андезину (ядро № 38—40), вторая генерация от центра зоны представлена битовнитом (№ 79—82), а периферическая—олигоклазом (№ 14—18).

Подавляющая часть интрузивов сложена плагиогранитами, представленными тремя разновидностями, связанными между собой переходами. Апикальные части массивов сложены аплитовидными плагиогранитами, которые через нормальные к центру сменяются порфировидными разностями.

Нормальными и аплитовидными плагиогранитами сложено большинство мелких интрузивных тел. Порфировидные плагиограниты широко развиты в Тавушском и Хндзорутском массивах. Породы эти серого, розоватого, редко более темного цвета, плотные, порфировидные. Порфировые вкрапленники (до 1 *см*) представлены плагиоклазом и кварцем, количество которых в среднем составляет 35—40%.

Структура порфировидная, а средне- и мелкозернистой основной массы—гипидиоморфнозернистая, участками гранофировая. Минеральный состав: плагиоклаз (двух генераций), кварц, калиевый полевой шпат, роговая обманка; акцессории—сфен, апатит, циркон, рутил, титаномагнетит; вторичные—альбит, хлорит, эпидот, карбонат, серицит, актинолит.

Плагиоклаз первой генерации сложен в ядре основным андезином (№ 47—50), по периферии развит альбит-олигоклаз (№ 10—12), соответствующий по составу плагиоклазу основной массы породы.

Периферические части Тавушского и Хндзорутского массивов слагаются местами плагиогранит-порфирами, которые тесно ассоциируют с аплитовидными плагиогранитами, будучи связанными с ними совершенно постепенными переходами.

Адамеллиты и гранодиориты слагают редкие и небольшие по площади участки среди плагиогранитов Тавушской интрузии. Порода светло-серого или розового цвета, мелко- и среднезернистая, часто порфировидная. Структура порфировидная, гипидиоморфнозернистая; минеральный состав: кварц, плагиоклаз (двух генераций), калиевый полевой шпат, роговая обманка, иногда биотит; акцессории—сфен, апатит, циркон, рудный минерал; вторичные—эпидот, альбит, хлорит, карбонат, серицит.

Розовые граниты представляют равномернозернистые лейкократовые породы; структура гипидиоморфнозернистая и переходная от последней к аплитовой. Средний количественно-минеральный состав: кварц (45%), калиевый полевой шпат (31%), плагиоклаз (23%, альбит № 5—8), биотит (0,4%); акцессории (0,3%)—магнетит, циркон, апатит; вторичные—серицит, магнетит, лимонит, хлорит, сфен.

Результаты химических анализов интрузивных пород Шамшадинской группы, пересчитанные нами на числовые характеристики А. Н. Заварицкого, представлены на диаграмме (рис. 20). Толкование их дано ниже.

Кедабекская группа. Далее к востоку от Шамшадинского района третичные гранитоидные интрузии развиты в Кедабекском, Дашкесанском, Зурнабадском и др. районах Азербайджана—в бассейнах рр. Дзегам-чай, Ганджа-чай, Курак-чай и Шамхор-чай. Представлены интрузивные породы довольно пестрыми по составу и структуре разностями, в которых, однако, преобладают члены кислого ряда: плагиограниты, гранодиориты и кварцевые диориты. Наряду с этим встречаются и нормальные граниты, слагающие массивы Уч-тапа и Кызылкая к югу от гор. Кировабада.

По своему залеганию интрузивные массивы представляют собой ряд разобщенных неправильных тел, вытянутых в разных направлениях (меридиональном, широтном и других) в соответствии с вмещающими структурами. В большинстве случаев они приурочены к сводовым частям антиклинальных складок юрских и верхнемеловых комплексов вулканогенных пород; как исключение лишь Дашкесанская интрузия приурочена к разрыву осевой части пологой широтной синклинальной складки.

Некоторые выходы интрузий (по рр. Чанахчи-чай и Кызлар-булах) расположены в надвиговых зонах, по возрасту они явно постскладчатые.

Относительно формы интрузивных тел можно сказать следующее. На основании генетической связи интрузивов с элементами тектоники области, а также имея в виду преобладающий гипабиссальный, частью абиссальный характер интрузий и наличие отдельных изолированных и разобщенных выходов, иногда с режущими крутыми контактами, можно прийти к заключению, что рассматриваемые интрузии морфологически должны быть отнесены к лакколитообразным поднятиям и штокам, имеющим своими глубокими корнями единый мощный гранодиоритовый батолит.

Ряд интрузий прорывает на территории Азербайджана вулканогенные образования сантона, почему возраст их здесь определяется во всяком случае как послесантонский; по аналогии же с Алавердским районом, где подобные интрузии прорывают отложения среднего эоцена (г. Лалвар), возраст их следует считать третичным (верхнеэоценовым).

Кедабекская интрузия, с которой генетически связано известное месторождение медных руд (ныне выработанное), занимает площадь около 40 *км*^{2}. Этот интрузивный массив является полифазным и полифациальным. По И. Г. Керимову (1961), здесь устанавливаются 2 фазы интрузивной деятельности, не считая подфазы внедрения жильных отщеплений интрузии. Первая фаза—габброидная, вторая—гранитоидная. Породы первой фазы, представленные габбро, габбро-диоритами и диоритами, прорываются породами второй фазы—кварцевыми диоритами, банатит-тоналитами и гранодиоритами. По нашим наблюдениям, здесь имело место внедрение лишь кварцевых диоритов; габброиды же являются их краевой фацией.

Определения абсолютного возраста пород интрузии показали цифры от 100 до 140 млн. лет, что отвечает нижнему мелу.

Следует остановиться на замечательных скарновых породах Кедабека, выделенных в свое время под названием кедабекитов.

Под названием кедабекитов Е. С. Федоров (1901) выделил темные, весьма тонкозернистые (до плотных) породы, состоящие из основного плагиоклаза, бурого граната и особой разности пироксена (виолаита). Упомянутый автор отнес эти породы к жильным, считая их промежуточными между авгито-гранатовыми породами и диабазами. Увлекшись исканием средней магмы Бреггера, Е. С. Федоров предполагал, что все породы произошли из нее путем дифференциации, причем в Кедабеке она имела совершенно необыкновенное и неожиданное развитие. Даже гранатовые породы он считал особым продуктом дифференциации, представляющей крайнюю основную разность кедабекитовой магмы.

Необходимо отметить наличие в Кедабекском районе еще ряда выходов габброидных интрузий в районе сел. Ново-Ивановка, описанных Р. Н. Абдуллаевым (1963) под названием «интрузии Ново-Ивановской группы». Однако указанные интрузии явно третичные (верхнеэоцено-

вые) и синхронны с основными и ультраосновными интрузиями Севанского офиолитового пояса.

Джагирские интрузии. Под этим названием Ш. А. Азизбековым (1947) выделен сложный комплекс разнообразных по составу и структуре пород гранодиоритовой магмы, встречающихся геоморфологически в виде самостоятельных массивов: на севере—Кабахтапинский (Далярский), на юге—Мурухлу-Атабекский и на юго-востоке—Джагирский.

В Кабахтапинском гранодиоритовом массиве выделены следующие петрографические типы, связанные между собой взаимными переходами: биотито-роговообманковые гранодиориты, кварцевые диориты и диориты.

Гранодиориты представляют среднезернистые породы светло-серой, зеленовато-серой и серовато-розовой окраски, с мелкими выделениями плагиоклаза, кварца, роговой обманки и биотита. Структура гипидиоморфнозернистая; количественно-минеральный состав: плагиоклаз (андезин 48,5%), кварц (28,5%), роговая обманка (9,2), биотит (5,4%), калиевый полевой шпат (6,0%); акцессории (2,4%)—апатит, циркон, магнетит; вторичные—серицит, каолинит, уралит, хлорит, лимонит, эпидот, кальцит.

Кварцевые диориты являются фацией гранодиоритов, с которыми связаны постепенными переходами. Количественно-минеральный состав: плагиоклаз (преобладающий—56,5%), роговая обманка (14,2%), кварц (18,6%), биотит (6,5 %), акцессории (4,2, %).

Атабек-Славянская (Мурухлу-Атабекская, Славянская, Саманлыгско-Чардахлинская, Джагирская и т. д.) интрузия занимает площадь свыше 65 *км*^{2}, сложена плагиогранитами; отличается от пород Кабахтинского массива лейкократностью и неравномерной зернистостью. По составу они изменяются от порфировидных плагиогранитов и гранофиров до аплитовидных адамелитов. Переходы между всеми разностями непрерывны и составляют одно компактное интрузивное тело с отчетливыми признаками зональности, застывшее на сравнительно небольшой глубине от поверхности.

Гранофировые плагиограниты (преобладающие) представляют белесоватые, светло-серые или розовато-светло-желтые породы. Структура типичная гранофировая; минеральный состав: плагиоклаз (андезин, олигоклаз-андезин, альбит-олигоклаз и редко альбит), кварц, калиевый полевой шпат, биотит и роговая обманка в незначительных количествах (местами отсутствуют); акцессории—апатит, циркон, магнетит; вторичные—эпидот, цоизит, хлорит, кальцит, лимонит.

Порфировидные плагиограниты массива обладают гипидиоморфнозернистой или паналлотриоморфнозернистой порфировидной структурой; минеральный состав: преобладающие кварц и плагиоклаз (№ 36—40), калиевый полевой шпат, биотит, роговая обманка; акцессории—апатит, магнетит; вторичные—хлорит, эпидот, цоизит, серицит, мусковит, лимонит, каолинит.

Аплитовидные адамеллиты обладают порфировидно-аплитовой структурой; минеральный состав: плагиоклаз, кварц, ортоклаз, мусковит (редко); акцессории—апатит; вторичные—хлорит, эпидот.

Мурухлу-Атабекский плагиогранитовый массив простирается далее к югу в район сел. Славянки, где переходит в граниты района Косагова бугра. Порода здесь серого и темно-серого цвета, весьма богатая кварцем. Структура гранитовая, гранофировая и порфировидная с микрозернистой основной массой в краевых зонах интрузии. Количественно-минеральный состав: плагиоклаз—ряда олигоклаз-андезин—36,5%, ортоклаз—5%, обыкновенная роговая обманка 16,7%, биотит—2,2%, кварц—38,5 %; акцессорные—1 %. Из вторич-

ных минералов присутствуют каолин, серицит, пеннин, эпидот, реже кальцит.

С пневмато-гидротермальной деятельностью третичных плагиогранитов Атабек-Славянской интрузии связано образование турмалина и турмалиновых грейзенов в районе г. Айри-даг (Косагов бугор) в 1,5 *км* к юго-западу от сел. Славянки.

Месторождение сложено главным образом мелкозернистыми плагиогранитами, гранофирами, плагиогранит-порфирами и в меньшей степени порфиритами (лейас). Грейзенизации подвержены в основном порфировидные и гранофировые плагиограниты, плагиогранит-порфиры, а частично и вмещающие их порфириты.

Пространственно грейзены тяготеют к апикальной части куполовидного интрузивного выхода (ближе к краю) горы Косагов бугор.

Среди грейзенов выделяются кварцевые и турмалиновые, кварц-турмалиновые, кварцево-слюдисто-турмалиновые, кварцево-слюдисто-андалузитовые, кварцево-слюдистые и слюдистые разности.

По специфическому минералогическому составу и геологическому положению указанные породы должны быть отнесены к метасоматическим образованиям промежуточного характера—между типичными грейзенами и вторичными кварцитами, несущими все признаки грейзенов, с одной стороны, и вторичных кварцитов,—с другой.

По химическому составу и оптическим константам изученный турмалин должен относиться к его железисто-магнезиальной разновидности, содержащей молекулы шерла и дравита (М. А. Кашкай и В. И. Алиев, 1959).

Джагирские кварцевые диориты представляют равномерно-мелкозернистые зеленовато-серые породы, преобладающие в массиве. Структура гипидиоморфнозернистая; минеральный состав: плагиоклаз (ряда андезина), кварц, роговая обманка; акцессории—апатит, сфен, магнетит; вторичные—эпидот, цоизит, хлорит, серицит, каолинит, кальцит и лимонит. Калиевый полевой шпат встречается в незначительном количестве, либо отсутствует.

Жильные породы джагирской группы интрузий весьма разнообразны и обильны. Среди них встречаются: гранодиорит-порфиры, диорит-порфиры, гранодиориты, кварцевые микродиориты, разнообразные аплиты, пегматиты, грейзены, плагиоклазовые порфириты, диабазы и диабазовые порфириты.

Шамхорские интрузии—обнажаются в среднем течении р. Шамхорчай. Представлены сложным разнообразным по составу комплексом пород, среди которых выделяются плагиограниты (Гильанбирский массив), кварцевые диориты, габбро-диориты и габбро (Барум-Барсум, Новогореловка, Карагаджалы и Чайлы).

Диориты, габбро-диориты и габбро не являются обособленными, самостоятельными телами, а лишь фациальными изменениями кварцевого диорита с постепенным, незаметным переходом одной фации в другую (Ш. А. Азизбеков, 1947, стр. 160).

Плагиограниты представлены лейкократовыми разностями. Структура гипидиоморфнозернистая, текстура неравномерно-зернистая; минеральный состав: кварц, плагиоклаз, ортоклаз—микропертит, роговая обманка, авгит; акцессории—апатит, циркон, магнетит; вторичные—серицит, хлорит, лимонит, глинистые продукты.

Кварцевые диориты обладают гипидиоморфнозернистой структурой; минеральный состав: плагиоклаз, кварц, роговая обманка; акцессории—магнетит, апатит, циркон; вторичные—серицит, хлорит, эпидот, дацит, кальцит и глинистые продукты.

Роговообманковое габбро встречено Ш. А. Азизбековым только в одном месте, по ущелью Мердвани-дзор, в виде краевой основной фации Барум-Барсумской кварцево-диоритовой интрузии.

Жильные породы шамхорских интрузий представлены кислыми, средними и основными разностями; наиболее распространены средние и наименее—основные. Кислые жильные породы представлены аплитами, гранодиорит-порфирами, кварцевыми диоритами и кварцевыми диорит-порфиритами; средние—плагиоклазовыми порфиритами, диоритами и диоритовыми порфиритами, а основные—диабазами и диабазовыми порфиритами.

Дашкесан-Зурнабадские интрузии (36 *км*^{2}) находятся к востоку от Кедабекской, в одной тектонической зоне, будучи приуроченными к Дашкесанской синклинали. Эти интрузии являются полным аналогом в химико-минералогическом составе и структурно-текстурных особенностях слагающих их пород.

Исчерпывающее описание Дашкесанской интрузии дано М. А. Кашкаем (1965).

В Дашкесанской интрузии преобладающими породами являются гранодиориты, среди которых различаются по цветному компоненту: 1—авгитовые, 2—авгит-роговообманковые; 3—биотитовые, 4—роговообманковые и 5—авгит-диопсид-роговообманковые.

Кварцевые диориты в подавляющем большинстве случаев приурочены к апикальным частям интрузии. По структуре в них выделяются две разности: 1—порфировидные кварцевые диориты (приконтактовые) и 2—гипидиоморфнозернистые зеленовато-серые кварцевые диориты, залегающие ниже. Это и есть кварцевые диориты монцонитового ряда. Их минеральный состав: преобладающий; плагиоклаз (№ 26—40), авгит, роговая обманка, биотит; акцессории—апатит, магнетит, циркон (редко), титанит, вторичные—хлорит (пеннин, по роговой обманке), каолинит, серицит, эпидот.

В северной части Дашкесанской интрузии развиты бескварцевые диориты и микродиориты; минеральный состав: плагиоклаз, биотит, роговая обманка, авгит (редко), калиевый полевой шпат; акцессории—апатит, циркон, магнетит, титанит, пирит (гидротермальный); вторичные—хлорит, серицит, эпидот, альбит, кальцит и глинистые продукты.

В крайней юго-восточной части Дашкесанской интрузии краевые фации представлены габбро-диоритами и габбро-диабазами.

Жильные породы интрузии представлены аплитами, плагиоклазовыми порфиритами, диоритовыми порфиритами, диабазовыми порфиритами и габбро-порфиритами.

Средний состав интрузивной формации Дашкесана отвечает кварцевому диориту (как и в Кедабекской интрузии), что соответствует составу первичной магмы, дифференцированной в более глубоких структурных этажах территории Дашкесанского месторождения. Кстати заметим, что он отвечает и среднему составу магмы Кавказа.

Гранодиориты Зурнабадской интрузии представляют весьма характерную глубинную породу, обычно светло-зеленовато-серого цвета, иногда с розоватым оттенком. Структура породы гипидиоморфнозернистая; минеральный состав: плагиоклаз (№ 36—40), кварц, ортоклаз (редко), пироксен (авгит); акцессории—магнетит, апатит циркон; вторичные—хлорит, серицит, эпидот, лимонит, глинистые продукты.

В краевой части интрузии Ш. А. Азизбеков впервые обнаружил офитовое габбро, слагающее бугор Езихач к СЗ от сел. Зурнабад. Структура типично офитовая; минеральный состав: плагиоклаз (№67—74) и пироксен (диопсид); акцессории—магнетит и апатит;

вторичные—серицит и кальцит. В незначительных количествах местами присутствуют оливин, калиевый полевой шпат, кварц, биотит и роговая обманка. Породы жильной фации Зурнабадской интрузии представлены аплитами, диабазовыми, плагиоклазовыми и афировыми порфиритами.

К востоку от Зурнабадской интрузии на ее простирании, по среднему течению р. Кюрак-чай, находится несколько мелких гранодиоритовых интрузий того же состава. Видимо, они являются апикальными частями погруженной Зурнабадской интрузии. С ее же восточной частью, невскрытой эрозией, следует связывать известное Чирагидзорское месторождение серного колчедана (К. Н. Паффенгольц, 1928).

В истоках р. Ганджа-чай встречено несколько мелких интрузий (штоки и дайки), представленных габбро-порфиритами; приурочены они к лобовой части надвига Малого Кавказа. Породы темно-серого цвета, иногда с зеленоватым и буроватым оттенками, обычно среднезернистые, порфировидного сложения. Порфировые вкрапленники представлены полевым шпатом, пироксеном и рудным минералом. Структура порфировая с мелкой полнокристаллической, полевошпатово-пироксеновой основной массой. Минеральный состав: плагиоклаз (№ 40—70, зональный), авгит, роговая обманка; акцессории—апатит, магнетит, ильменит, пирит, титанит; вторичные—хлорит, кальцит, серицит, эпидот, глинистые продукты.

Кызылкая-Учтапинская (Кировабадская) интрузия (около 1 *км*^{2}), обнажающаяся по обоим берегам р. Ганджа-чай в 3—4 *км* к югу от гор. Кировабада, отличается по своему петрографическому составу от всех других интрузий района. Этот массив, представленный пегматитовыми и гранофировыми гранитами, является единственным в Азербайджане с нормальным (для типичных гранитов) соотношением калиевых и известково-натриевых полевых шпатов с превышением K_2O над Na_2O.

Граниты эти представляют весьма крепкую породу красновато-розового цвета; отчетливо прорывают вулканогенные образования нижнего сенона. Структура гранофировая, минеральный состав: ортоклаз—микропертит и кварц, в небольшом количестве олигоклаз, биотит; акцессорные—магнетит, апатит, циркон, вторичные—серицит, лимонит.

Результаты химических анализов интрузивных пород Кедабекской, Дашкесанской, Зурнабадской и других интрузий азербайджанской части Сомхетско-Ганджинской зоны, пересчитанные нами на числовые характеристики А. Н. Заварицкого, сопоставлены на векторной диаграмме (рис. 21).

В распределении отдельных групп интрузий Сомхетско-Ганджинской зоны по степени кислотности намечается следующая закономерность: с севера на юг интрузии становятся менее кислыми, причем в них самих констатируются постепенные переходы от кислых и средних разностей к основным.

Плагиограниты Таузчайского, Алаталинского, Мурухлу-Атабекского и Гильанбирского массивов дают, с одной стороны, постепенные переходы к адамеллитам, гранитам и гранит-порфирам, а с другой,— через гранодиориты, кварцевые диориты и диориты—к габбро-диоритам.

Расположенные южнее гранодиориты Кабахтапинского, Зурнабадского и Дашкесанского массивов постепенно переходят через кварцевые диориты, диориты и габбро-диориты к более основным разностям вплоть до габбро-диабазов, диабазов (пластовая интрузия) и оливинового габбро (г. Езихач).

Кварцевые диориты следующей к югу зоны—Кедабекского, Барум-Барсумского, Новогореловского массивов дают постепенные переходы через диориты, габбро-диориты в габбро (Барум-Барсумский массив).

Кроме этого ряда, кварцевые диориты связаны постепенными переходами с гранодиоритами.

Для главной массы гранитоидов констатируется определенный характерный комплекс акцессорных минералов, представленный цирконом, апатитом, сфеном и рутилом, типоморфные признаки и количественные соотношения которых изменяются в породах различных фаз.

В аляскитовых гранитах, например, руководящим акцессорным минералом является только циркон.

Основным типоморфным акцессорным минералом во всех гранитоидах является циркон, который выпадает из комплекса акцессорных минералов в наиболее контаминированных породах—габброидах.

Жильные образования наследуют обычно ассоциации руководящих акцессорных минералов соответствующих гранитоидов.

В интрузиях шамшадинской группы, а также Славянской и др. интрузиях наибольшее развитие имеют плагиограниты, плагиогранит-порфиры, порфировидные плагиограниты и аляскитовые граниты. Жильные разности представлены плагиоаплитами, плагиоаплит-порфирами, аплитами и диорит-порфиритами.

Для выяснения поведения микроэлементов в интрузивных и жильных породах северного склона Малого Кавказа и Кафанского района С. И. Баласаняном (1963) было произведено большое количество спектральных полуколичественных анализов, позволивших сделать ряд интересных выводов.

Все акцессорные минералы характеризуются, по упомянутому автору, постоянным присутствием из группы петрогенных элементов кремния, алюминия, магния, кальция; из группы элементов железа—титана, железа и из редких элементов—циркона. Содержание некоторых из вышеперечисленных элементов несколько изменяется как в различных акцессориях, так и в одноименных акцессорных минералах разных пород. Некоторые редкие элементы обнаруживают отчетливую связь с определенными акцессорными минералами. По степени загрязненности первое место занимают цирконы, содержащие 18 микроэлементов.

К непостоянным микроэлементам относятся натрий, стронций, медь, серебро, молибден, свинец, цинк, сурьма и ниобий. Первые три встречены в апатитах пород первой фазы и дополнительных интрузивов.

Спектральные анализы показали, что интрузивы и связанные с ними жильные образования характеризуются постоянным присутствием таких элементов, как титан, ванадий, медь, цирконий и галлий. Только частота встречаемости меди незначительно падает в габброидах, а циркония—в микродиоритах и диорит-порфиритах жильной фазы.

В породах второй и третьей фаз внедрения констатируются, по С. И. Баласаняну, никель, кобальт, хром, иттрий, итербий, бериллий, барий, стронций, цинк, свинец, молибден, скандий, серебро, олово, стронций, церий, лантан, вольфрам, гафний.

Во многих пробах Цавского интрузива (Южная Армения) установлен наряду со многими другими микроэлементами также бор.

Жильные образования обоих этапов наследуют комплекс главных микроэлементов гранитоидов.

Постмагматически измененные интрузивные породы характеризуются наличием ведущих микроэлементов, а также бария, стронция, бериллия, иттербия и иттрия. В альбититах обнаружены также скандий (0,01%), лантан (0,01%) и церий (0,1 %).

В связи с гранитоидами вокруг массивов возникли зоны контактово- и постмагматически измененных пород, ширина которых, при прочих равных условиях, находится в зависимости от составов и размеров интрузии и структурной обстановки.

Среди измененных пород резко преобладают продукты гидротермально-метасоматического происхождения, которые образовались главным образом за счет верхнелейасовых кварцевых плагиопорфиров, отчасти порфиритов и их пирокластических разностей.

Они представлены вторичными кварцитами, кварц-плагиоклаз-серицитовыми, реже альбит-кварц-хлоритовыми породами, возникшими в основном за счет нижнеюрских кислых эффузивов и отчасти среднеюрских основных вулканогенных пород.

Как показали химические анализы неизмененных и измененных пород, при метасоматических процессах происходил привнос большого количества кремния, калия, но были вынесены алюминий, железо, магний и кальций.

Вдали от интрузивов вулканогенные юрские породы основного и среднего состава обычно слабо хлоритизированы, эпидотизированы и карбонатизированы.

У непосредственных контактов гранитоидов изменение вмещающих вулканогенных пород выражается в слабой перекристаллизации и окварцевании с образованием плагиоклаз-амфиболовых и кварц-плагиоклаз-амфиболовых пород, нередко с роговиковой структурой.

Следует указать, что термальный метаморфизм в связи с интрузивами вообще выражен слабо, что объясняется гипабиссальными условиями формирования многих из них.

Главные типы контактово- и постмагматически измененных пород характеризуются наличием тех же микроэлементов, что и в гранитоидах (С. И. Баласанян, 1963).

Вторичные кварциты пользуются широким развитием по всему северо-восточному склону Малого Кавказа; особенно большие площади они занимают в Кедабекском районе, где впервые изучались П. И. Чирвинским (1914), а в последние годы Г. И. Керимовым (1959).

Будучи генетически связанными с третичным (верхнеэоценовым) комплексом кислых, реже средних пород, кварциты образованы главным образом за счет кварцевых порфиров, реже порфиритов и туфогенных пород и, являясь нередко рудовмещающими породами ряда полезных ископаемых, неоднократно изучались в той или иной степени многими геологами.

Большой интерес представляет генезис вторичных кварцитов, относительно которого мнения геологов сильно расходятся. Одни исследователи связывают их образование с внедрением гранитоидных интрузивов, другие же отрицают эту связь и считают, что вторичные кварциты северо-восточной части Малого Кавказа генетически связаны с извержением нижнеюрских кварцевых порфиров, являющихся в отношении наибольшей кислотности подходящими продуктами для их образования, причем в генезисе их существенную роль играл автометаморфизм (гидрометаморфизм) кварцевых порфиров.

По нашим наблюдениям вторичные кварциты образуются в контактовом ореоле гранитоидных интрузивов, будучи тесно связаны с постмагматическими процессами последних.

Макроскопически вторичные кварциты в зависимости от минерального состава преимущественно серого, светло-серого, белого цвета с различными оттенками. Обычно они в той или иной степени пиритизированы, в большинстве случаев бывают заохрены и окрашены в различные желтовато-коричневато-бурые цвета. Сложение их преимущественно плотное, тонко- и мелкозернистое, реже среднезернистое. Среди общей массы породы часто резко выделяются порфировые выделения (бипирамидальные) первичного кварца («глазки»).

Под микроскопом структура породы преимущественно порфиробластовая и мозаичная. Однако встречаются разности, в которых структура участками гематобластическая и лепидобластическая.

В составе кварцитов принимают участие следующие минералы: кварц, плагиоклаз, микроклин, ортоклаз, биотит, мусковит, роговая обманка, андалузит, пирофиллит, диаспор, турмалин, дистен, лазулит (?), серицит, каолинит, кальцит, хлорит, эпидот, цоизит, пирит, гематит, лимонит, рутил, магнетит, сфен, апатит, циркон и др.

Нередко в кварцитах Кедабекского района присутствуют в значительном количестве алунит, чаще всего встречающийся в ассоциации с пирофиллитом, мусковитом и каолинитом.

Цуниит, впервые отмеченный В. И. Гоньшаковой в кварцитах Чирагидзорского месторождения серного колчедана и позднее более подробно изученный В. И. Алиевым, во вторичных кварцитах Кедабека обнаружен не был.

Из вторичных минералов во вторичных кварцитах встречаются спорадически эпидот, цоизит и кальцит; более широко развит хлорит. Довольно часто встречается также ряд рудных минералов, среди которых наибольшим развитием пользуются пирит, лимонит и гематит; нередко присутствует и халькопирит.

По минеральному составу, а также их количественному соотношению среди кварцитов могут быть выделены шесть главных типов, каждый из которых, в свою очередь, подразделяется на ряд разностей (по преобладанию того или иного минерала). Главные типы вторичных кварцитов следующие: 1—серицитовый, 2—мусковитовый, 3—лимонитовый, 4—биотитовый, 5—каолинитовый и 6—смешанный. В составе каждого типа кварцитов присутствует целый ряд минералов, в соответствии с которыми в каждом из указанных шести главных типов вторичных кварцитов выделен и целый ряд их промежуточных разностей.

Далее к юго-востоку от Ганджинского района выходы позднеэоценовых гранитоидных интрузий известны лишь в крайней юго-восточной части Сомхетско-Ганджинско-Карабахской зоны. Все массивы географически закономерно приурочены к северо-восточным склонам и отрогам Карабахского хребта, распределяясь полосой, протягивающейся от гребня Хойхут на северо-западе до сел. Тагасыр на юго-востоке.

Все массивы приурочены к вулканогенным толщам нижней и средней юры, прорывая таковые вплоть до верхов байоса, почему возраст их определяется здесь предположительно как предкелловейский.

В структурном отношении они приурочены к крупной, опрокинутой на юго-запад антиклинали, осложненной разломами в зоне ее погружения (к юго-востоку).

Главнейшие интрузии этой группы находятся в районе сс. Тагасыр, Доммы и Ханазах; они сопровождаются мелкими апофизами и жильной серией. Форма массивов неправильная, штокообразная.

Для петрографического состава этих интрузий характерно наличие следующей небольшой группы пород: 1—авгитовые кварцевые диориты; 2—уралитовые кварцевые диориты; 3—авгитовые диориты; 4—гиперстеновые диориты.

Каждая из этих разновидностей (кроме гиперстенового диорита) представлена также в виде порфировидной модификации.

Кварцевые разновидности пород входят в состав наиболее крупного массива—Тагасырского (8,5 $км^2$), слагают самостоятельные небольшие массивы (4 и 2 $км^2$) в бассейне р. Халифалу. Там же встречен (в единственном пункте) гиперстеновый диорит.

Кварцевые диориты представляют среднезернистую породу серовато-зеленого, иногда слегка розовато-серого цвета. Микроструктура ги-

гипидиоморфнозернистая; минеральный состав: плагиоклаз (№ 45—52), ортоклаз, кварц, моноклинный пироксен; акцессории—апатит, сфен, рутил, магнетит и вторичные—хлорит, эпидот, цоизит, серицит, каолинит, цеолиты (томсонит), кальцит, лимонит. Преобладает плагиоклаз (60—77%). Уралитовые кварцевые диориты являются видоизменением авгитовых кварцевых диоритов.

Среди диоритов наибольший интерес представляют гиперстеновые разности, являющиеся вообще довольно редким для Малого Кавказа типом интрузивных пород. Встречаются только в ущелье р. Халифалу-чай. Порода крупнокристаллическая, от темно-серого до буровато-коричневого цвета. Структура гипидиоморфнозернистая; минеральный состав: плагиоклаз (№ 45—48), гиперстен; акцессории—апатит (игольчатый), магнетит и пирит, вторичные—хлорит, лейкоксен. Плагиоклаз обычно сильно разложен, по периферии альбитизирован.

Жильные породы южного Карабаха представлены кварцевыми диоритовыми порфиритами, авгитовыми диоритовыми порфиритами и довольно лейкократовыми их разностями.

В заключение следует отметить наличие во всех массивах описанной группы характерных краевых зон, обогащенных ксенолитами боковых пород; последние нередко носят следы оплавления.

Интрузивные породы офиолитового пояса Малого Кавказа. Непосредственно к югу от Сомхетско-Ганджинской зоны, отделяясь региональным надвигом (поддвигом), протягивается полоса ультраосновных и основных интрузий, слагающих Главный (северный) офиолитовый пояс Малого Кавказа. Он приурочен, как указывалось выше, к зоне интенсивно дислоцированных пород преднадвиговой зоны (см. рис. 1 и 2); южный пояс (Вединский) основных интрузий приурочен к зоне с менее напряженной складчатостью (см. ниже), почему эти пояса и отличаются друг от друга по своей протяженности и размерам слагающих их отдельных интрузивных тел.

Интрузии офиолитового пояса изучались с различными целями многими исследователями; в последние годы их детальным изучением занимался С. Б. Абовян (1961), составивший по ним сводную монографию, из которой взяты приводимые ниже данные по их характеристике.

Севано-Амасийский (северный) гипербазитовый пояс включает в себя следующие группы массивов (с СЗ на ЮВ).

А. ГРУППА МАССИВОВ, ПРИУРОЧЕННЫХ К БАЗУМСКОМУ ХРЕБТУ

Мумухан-Красарский массив (самый крупный в данной группе) и ряд небольших массивов в районе сс. Красар и Мусаэлян, расположены в бассейне верхнего течения р. Ахурян (Западный Арпа-чай). Главный массив вытянут в северо-восточном направлении, размеры его 10 х 2—3 *км*, площадь около 25 *км*². Морфологически напоминает факолит или лакколит, приуроченный к антиклинали, сложенной разнообразными породами от кембрия-докембрия до среднего эоцена включительно (см. выше).

Центральная часть массива сложена габбро: нормальным, роговообманковым и оливиновым (полоса шириной около 1,5 *км*), а краевые части ультраосновными породами, среди последних преобладают перидотиты. Дуниты и пироксениты слагают линзо- и реже шлирообразные тела, вытянутые в том же северо-восточном направлении. Все разности ультраосновных пород в той или иной степени серпентинизированы. Наличие апофиз габбро в ультраосновных породах говорит о несколько более позднем этапе их внедрения.

В контакте с известняками габбро переходят в габбро-амфиболиты и амфиболовые сланцы. Среди ультраосновных пород часты ксено-

литы известняков; порода обычно лишь мраморизована, а местами наблюдаются образования кварцево-карбонатных пород типа лиственитов.

Катнахпюр-Карахачские перидотитово-габбровые массивы расположены по северному склону Аглаганского хребта—широтного отрога Базумского хребта. Эта группа объединяет в себе два относительно крупных интрузивных тела и ряд мелких дайкообразных выходов близширотного, реже северо-западного направления. Вмещающими породами являются интенсивно дислоцированные известняки верхнего сенона и нижнего эоцена.

Главный массив находится в верховье р. Дзорагет; представляет шток, размерами 4 х 1—2 *км*, площадь около 6—7 *км*². Большая часть его сложена среднезернистыми, иногда мелкозернистыми габбро, местами пегматоидного сложения. В южной и юго-восточной краевых частях массива обнажаются пироксениты и перидотиты (с небольшими участками дунитов и серпентинитов).

По северной периферии массива констатированы диориты и частью кварцевые диориты; эти породы связаны с габбро постепенными переходами, что говорит об общности родоначальной магмы и широко проявившихся здесь явлениях магматической дифференциации.

Второй по размерам массив расположен в 0,5 *км* к востоку от предыдущего. Представляет узкое широтное дайкообразное тело (150—200 *м*, при длине 2 *км*), сложенное перидотитами и их серпентинитизированными разностями (южная часть тела) и среднемелкозернистыми габбро (северная часть дайки).

Остальные выходы группы представлены дайкообразными телами различного размера, сложенными серпентинизированными перидотитами и реже пироксенитами.

Желто- и Чернореченское дайкообразное тело габбро-перидотитовых пород находится в бассейне среднего течения р. Чибухлы, правого притока р. Дзорагет, в 15—16 *км* к юго-западу от гор. Степанаван.

Дайка прослежена с небольшими перерывами на протяжении около 20 *км*, при мощности от 1 до 400 *м*. Падение крутое, к северу, вмещающими породами являются окремнелые известняки сенона; к югу проходит крупный разлом близширотного простирания, отделяющий известняки от вулканогенной толщи эоцена.

Тело на всем своем протяжении сложено, главным образом, перидотитами и их серпентинизированными разностями, на отдельных участках фациально замещающиеся габбро и пироксенитами; дуниты встречаются весьма редко. Вдоль северного края местами наблюдаются узкие полосы лиственитов.

Пироксениты характеризуются крупнокристаллическим строением с размерами отдельных зерен до 3 *см*; габбро же обычно среднезернистые, но местами включают шлирообразные участки, сложенные крупнокристаллическими пегматоидными разностями.

Б. ГРУППА МАССИВОВ, ПРИУРОЧЕННЫХ К ШИРАКСКОМУ ХРЕБТУ

В пределах Ширакского хребта (к югу от Базумского) известен лишь один небольшой выход ультраосновных и основных пород; остальные десять массивов имеют габбро-диоритовый состав. Вмещающими породами являются осадочно-вулканогенные образования нижнего-среднего эоцена, а местами известняки верхнего сенона. Возраст интрузий определяется как верхнеэоценовый.

Кармракарский массив основных и ультраосновных пород расположен у сел. Кармракар (Дарбанд) в Ахурянском районе; вытянут в северо-восточном направлении (3 х 0,25—0,40 *км*), площадь около 1 *км*².

В структурном отношении приурочен к ядру крутой антиклинали, сложенной известняками и песчаниками среднего эоцена.

Интрузия в главной массе сложена габбро и габбро-норитами, связанными между собой постепенными переходами. Юго-восточная часть массива сложена узкой линзообразной полосой перидотитов, пироксенитов, их серпентинизированными разностями и серпентинитами. Вдоль контакта с ультраосновными породами в известняках наблюдаются лиственитты, отсутствующие на контакте с габбро.

Овунинские (Есаульские) массивы габбро-диоритов. Наиболее крупный (южный) массив находится к северу от сел. Овуни (Есаул), обнажаясь вдоль южного склона Ширакского (Есаульского) хребта; длина массива около 4,5 *км*, ширина от 0,5 до 1,1 *км*, площадь около 3,6 *км*^{2}. Северный массив имеет незначительные размеры (1,25 х 0,4—0,5 *км*; площадь 0,56 *км*^{2}), форма его линзообразная, падение крутое на северо-восток.

Вмещающими породами являются осадочно-вулканогенные образования среднего эоцена; массивы приурочены к северному крылу близширотной антиклинали, ось которой протягивается вдоль южного склона хребта.

Оба массива сложены габбро-диоритами, характеризующимися выдержанным составом и строением почти на всей площади их выхода.

Верхне-Кетинский массив габбро-диоритов расположен в 1,3 *км* к западу от сел. Верхний Кети, на водораздельной части и склонах Ширакского хребта, главным образом на северном его склоне.

Массив вытянут в широтном направлении, размеры его 2,5 х 1,5 *км*, площадь около 3,7 *км*^{2}. Вмещающими породами являются известняки и известковистые песчаники среднего эоцена.

Габбро-диориты местами переходят в типичные кварцевые диориты.

Полутлинские (Шиштапинские) массивы габбро-диоритов расположены к востоку и юго-востоку от сел. Полутли. Состоят из четырех мелких (0,03—0,06 *км*^{2}) и трех относительно крупных (0,2—0,6 *км*^{2}) массивов, вытянутых в близширотном, северо-восточном и северо-западном направлениях; один из них слагает вершину Шиш-тапа. Все массивы сложены габбро-диоритами, которые местами на небольших участках переходят в диориты и кварцевые диориты.

Вмещающими породами являются известняки и известковистые песчаники, слагающие второстепенную антиклинальную складку, шарнир которой погружается на север—северо-восток.

Следующие небольшие выходы габбро-диоритов констатированы к востоку—северо-востоку от Джаджурского перевала, в бассейне р. Чичкан, левой составляющей р. Памбак.

Далее к юго-востоку в силу изменившихся тектонических условий отрезок офиолитового пояса между Аглаганским хребтом и сел. Шоржа лишен выходов ультраосновных пород; лишь в одном пункте, в районе сел. Лермонтово, на указанном отрезке пояса известен выход габбро, являющегося связующим звеном между гипербазитами северо-западной и юго-восточной частей офиолитового пояса.

Лермонтовские основные интрузии представлены двумя небольшими телами, обнажающимися у подножья южного склона Базумского хребта. Один выход находится близ указанного селения, а другой—далее к западу в истоках ручья Марципанаджур. Обе интрузии прорывают вулканогенную толщу среднего эоцена, форма тел изометричная.

Более крупная интрузия (0,6 *км*^{2}) вытянута в широтном направлении (по простиранию пород). Сложена преимущественно крупнокристаллическими, порфировидными мелкозернистыми меланократовыми

габбро. Местами в отдельных участках на периферии массива встречаются оригинальные шаровые и полосатые габбро, а также габбро-диориты; небольшое распространение имеют пироксениты, связанные постепенными переходами с крупнокристаллическими габбро.

Габбро темно-зеленоватого цвета, структура габбровая, иногда аллотриоморфнозернистая. Минеральный состав: плагиоклаз (№ 45—60), моноклинный пироксен (авгит), роговая обманка, биотит, оливин; акцессории—магнетит, апатит и вторичные—хлорит, эпидот.

Жильная фация выражена аплитами двух разновидностей и реже плагиопегматитами, а также габбро-порфиритами и гранодиорит-аплитами. Первая (розовая) разновидность аплита сложена кали-натровым плевым шпатом, кварцем, затем кислым плагиоклазом, биотитом, магнетитом, цирконом и рутилом (?). Минеральный состав второй (белой) разности аплитов следующий: плагиоклаз (олигоклаз), кварц, а также сфен, циркон, лейкоксен, цоизит; серицит; довольно часто встречается турмалин.

Г. Т. Тер-Месропян (1951) обнаружил в районе сс. Дебед и Чкалов по правобережью р. Дебед мощную (свыше 100 *м*) дайку интрузивных базальтов, прослеженную на 2,5—3 *км*. Структура породы порфировая, основная масса интерсертальная; состоит из микролитов плагиоклаза, между которыми находятся очень мелкие зерна моноклинного пироксена и рудного минерала, скрепленные остатками вулканического стекла.

Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом (лабрадором), моноклинным пироксеном и оливином; последний обычно почти нацело замещен иддингсито-хлоритовым агрегатом, а иногда карбонатом, к которому присоединяется магнетит.

Эти интрузивные базальты весьма схожи с развитыми в этом районе (плато Борт-борт) эффузивными базальтами верхнеэоценового (?) возраста; возможно, что они являются одним из корней их излияния.

В. ГРУППА МАССИВОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОЗЕРА СЕВАН

По сравнению с предыдущими группами, массивы отличаются крупными размерами; все они вытянуты в общекавказском направлении, согласно со складчатостью.

Тохлуджинские выходы перидотитов расположены близ берега оз. Севан, в 4 *км* к юго-западу от сел. Тохлуджа. Размеры их небольшие (500—600 и 350—400 $м^2$), приурочены к северо-восточному крылу второстепенной синклинали, сложенной вулканогенной толщей среднего эоцена.

Представлены перидотитами (верлитами) зеленовато-синего цвета и лишь в незначительном объеме (10—15%)—дунитами. Обычно сильно серпентинизированы, в контакте с известковистыми туфогенными породами развиты лиственниты.

Шоржинский габбровый и перидотитовый массивы обнажаются соответственно к северу и востоку от одноименного селения.

Габбровый массив представляет небольшой шток (2,2 $км^2$), внедренный в туфобрекчии среднего эоцена, образующие антиклинальную складку. Габбро зеленовато-серого цвета, средне- и реже мелкозернистое, местами с шаровой отдельностью.

Перидотитовый массив (1,5 $км^2$) протягивается в восточном направлении на 2,5 *км*; представляет крутопадающую пластовую интрузию, внедренную в известняки верхнего сенона и нижнего эоцена; падение на С ∠75—80°.

Массив этот является наиболее дифференцированным среди интрузивов СВ побережья озера Севан. Сложен в основном перидотитами

типа саксонитов и верлитов, реже лерцолитов, среди которых наблюдаются выходы дунитовых участков.

Пироксениты в виде небольшого дайкообразного выхода обнажаются в центральной части массива. Все породы в той или иной степени серпентинизированы, местами же полностью превращены в антигоритовые серпентиниты.

В крайней восточной части массива имеется шлировый выход троктолита, местами сменяющегося анортозитом. Вдоль контакта с известняками развиты лиственитты (мощность зоны от 10 до 60 *м*). В центральной части массива наблюдаются выходы даек диабаза, являющихся наиболее молодыми интрузивными образованиями.

Адатапинский габбровый массив расположен на юго-западной оконечности (мысе) Адатапинского полуострова. Площадь его всего 0,11 *км*², представляет небольшой шток, внедренный в туфобрекчии сантона, по северному крылу антиклинальной складки.

Габбро обычно серого и зеленовато-серого цвета, по составу авгитовое, среднезернистое, нередко сильно измененное.

Здесь же наблюдаются дайки диабазов, прорывающих как туфогенную толщу, так и габбро.

Артанишская группа габбровых и перидотитово-габбровых массивов расположена в районе одноименного селения. Здесь констатированы три массива, из которых два имеют габбровый, а один—перидотито-габбровый состав. Судя по падению контактов все три массива на глубине, вероятно, соединяются в один крупный интрузив.

Площадь Западно-Артанишского габбрового массива около 1,7 *км*²; интрузия приурочена к ядру опрокинутой на ЮЗ антиклинали, сложенной породами верхнего сенона и нижнего эоцена. Габбро роговообманковое, серого цвета, среднезернистое; порода нередко сильно серицитизирована, эпидотизирована и хлоритизирована.

Центрально-Артанишский перидотитово-габбровый массив (0,7 *км*²) приурочен к юго-западному крылу второстепенной синклинальной складки, сложенной верхнесенонскими и палеоцен-эоценовыми известняками. Представляет лаколитообразное тело, сложенное среднезернистым роговообманковым габбро серого, местами зеленовато-серого цвета. Среди габбро наблюдаются небольшие шлировые обособления сильно серпентинизированных перидотитов.

Восточно-Артанишский габбровый массив (3,2 *км*²) обнажается в виде узкой широтной полосы шириной в 400—800 *м* и длиной 4,5 *км*. Форма массива приближается к хонолиту, который приурочен к ядру антиклинали, сложенной известняками верхнего сенона и палеоцен-нижнего эоцена. Габбро—серого цвета, среднезернистрое, местами сильно измененное.

Джил-Сатанахачский габбро-кварцево-диорито-перидотитовый массив вытянут в северо-западном направлении на 25 *км*, при ширине от 1 до 4,2 *км*. Это самый крупный массив пояса, площадь его достигает 60 *км*².

Массив контактирует на разных участках с верхнесенонскими и палеоцен-нижнеэоценовыми известняками, с вулканогенными породами среднего эоцена и с сантонской вулканогенной толщей. Расположен в ядре крупной антиклинали, которая в западной и восточной частях опрокинута на юг. По своей форме интрузия представляет узкий вытянутый лакколит, обладающий признаками хонолитовых интрузивов.

Массив сложен в основании кварцевыми диоритами, габбро (20%) и перидотитами; от габбро к кварцевым диоритам переход совершается постепенно через породы с полосчатой текстурой. Ширина переходной полосы от 1 до 15—20 *м*; сложена чередующимися меланократовыми габбро и лейкократовыми кварцевыми диоритами.

Габбро и кварцевые диориты являются одновременными образованиями и продуктами дифференциации магмы в едином глубоко залегающем очаге; при этом дифференциация предшествовала их внедрению.

С габбро связаны дайкообразные пегматитовые дифференциаты основной магмы.

Северо-западная часть массива между сс. Джил и Бабаджан сложена серпентинизированными перидотитами, среди которых присутствуют нередко значительные, распространенные неравномерно участки дунитов и лиственитов. Перидотиты представлены главным образом лерцолитами, реже гарцбургитами и верлитами. Пироксениты отмечены на этом участке лишь в крайней западной части массива.

Лиственитизированные залегают главным образом на контакте ультраосновных пород с известняками.

Значительно большее развитие имеют перидотиты в центральной части массива; редко встречающиеся здесь пироксениты (дайкообразные и штокообразные тела) также в той или иной степени серпентинизированы.

Восточная часть массива характеризуется примерно одинаковым развитием перидотитов и серпентинитов; дунитовые тела распределены среди них неравномерно в форме линзо- и дайкообразных тел (от десятков до тысяч квадратных метров), ориентированных согласно с общей вытянутостью массива.

Пироксениты имеют ничтожное развитие; встречены в виде двух небольших близширотных даек, прорывающих перидотиты и дуниты.

Встречаются также дайки диабазов, диабазовых порфиритов и диорит-порфиритов.

Шишкаинский перидотито-габбровый массив находится в 3,5 *км* к северо-востоку от сел. Шишкая; вытянут в близширотном направлении, площадь свыше 7 *км*^{2}. Интрузия приурочена к синклинальной структуре, образуемой вулканогенно-осадочными породами нижнего сенона.

В строении массива преобладают габбро, среди которых наблюдаются небольшие редкие выходы серпентинизированного перидотита. Габбро зеленовато-серого цвета, очень плотные, среднезернистые; вдоль контакта с вмещающими породами часто амфиболитизированы.

К югу от массива, почти параллельно его контуру, среди вулканогенных пород обнажается ряд даек ультраосновных пород, полностью превращенных в разрыхленную, серпентин-магнезитовую массу белого цвета.

Кясаманский плагиогранит-перидотито-габбровый массив находится в 0,4 *км* к северу от сел. Кясаман; вытянут в северо-восточном направлении, площадь около 10 *км*^{2}. В структурном отношении приурочен к опрокинутой на юго-восток антиклинали, сложенной вулканогенными породами сантона.

Западная часть массива (25—30%) сложена кварцевыми диоритами и плагиогранитами; на остальной его части обнажаются габбро с участками перидотито-пироксенитовых пород. Наблюдаются постепенные переходы от габбро к кварцевым диоритам и от последних—к плагиогранитам, которые составляют большую часть выхода кислых пород массива.

Плагиограниты являются крайним более кислым лейкократовым продуктом дифференциации первоначальной общей магмы; их апофизы наблюдаются также во вмещающих вулканогенных породах.

Участки ультраосновных пород вытянуты согласно с общей ориентированностью массива в северо-восточном направлении; породы обычно сильно изменены и часто превращены в рыхлую белесоватую серпентин-магнезитовую массу.

Карайман-Зодский габбро-перидотитовый массив расположен между сел. Карайман на западе и Зодским перевалом на востоке. Вытянут в общекавказском направлении, длина свыше 15 *км*, ширина 2—3,5 *км*, площадь на территории Армянской ССР 60—65 *км*^{2}; уходит в пределы Азербайджанской ССР. Состоит из двух частей, разделенных между сс. Джанахмед и Инак-даг долиной р. Конгур.

Массив приурочен к ядру антиклинальной складки, сложенной вулканогенно-осадочной толщей сантона и известняковой свитой верхнего сенона—нижнего эоцена.

Большая часть массива сложена ультраосновными породами; породы габбрового состава располагаются в северной его части (карайманской), а в восточной половине (зодской) в юго-восточной части.

Среди ультраосновных пород преобладают перидотиты, представленные преимущественно гарцбургитами, реже верлитами и лерцолитами. В отличие от других массивов здесь наблюдаются частые, довольно крупные выходы пироксенитов. Все породы большей частью ориентированы согласно с общей вытянутостью массива.

Все разности ультраосновных пород в той или иной степени серпентинизированы, а также магнезитизированы с превращением в разрыхленную серовато-белую массу.

Листвениты встречаются как по периферии массива, так и внутри его, где приурочены к многочисленным ксенолитам известняков.

Красносельский массив габбро и габбро-диоритов расположен к северу от Севанского гипербазитового пояса на водораздельной части юго-восточного окончания Мургузского хребта, вдоль границы Армении и Азербайджана. Массив вытянут в общекавказском направлении на 8 *км* при ширине от 1,5 до 3 *км*, площадь его около 20 *км*^{2}. Вмещающими породами являются: с юга—вулканогенные породы среднего эоцена, а с севера—известняки верхней юры. Массив имеет форму штокообразного тела, внедренного в антиклинальную структуру, осложненную с севера и юга дизъюнктивными нарушениями.

Породы, слагающие массив, представлены преимущественно габбро и в меньшей степени габбро-диоритами. В южной части массива констатирован небольшой выход (0,1 *км*^{2}) гранодиорита.

Породы связаны между собой постепенными переходами.

Г. ИНТРУЗИИ БАССЕЙНОВ РР. ТЕРТЕР И АКЯРА

Севанский гипербазитовый пояс протягивается без перерыва далее к юго-востоку в бассейны рр. Тертер и Акяра, где впервые детально изучен М.-А. Кашкаем (1947). Здесь в схематическом виде можно выделить три полосы развития ультраосновных и основных пород, кулисообразно сменяющих друг друга по направлению к юго-востоку.

Джил-Сатанахачская полоса Севанского пояса протягивается через верховья р. Шамхор-чай в бассейн верхнего течения р. Лёв-чай и далее заканчивается по левобережью р. Тертер ниже устья р. Тутху-чай, в районе сел. Чаректар.

Кясаман-Зодская полоса интрузий Севанского пояса отчетливо прослеживается в бассейне среднего течения р. Тертер и далее в среднем течении р. Тутху-чай.

Южнее, начиная от верховья р. Тутху-чай, начинается новая полоса гипербазитов, протягивающаяся в бассейн р. Акяра-чай и заканчивающаяся (погружающаяся) в районе Лысогорского перевала.

Всюду, как и в Севанской зоне, гипербазитовые интрузии подчинены интенсивно дислоцированным верхнемеловым (вулканогенным и

карбонатным) и нижне-среднеэоценовым образованиям. Площадь обнажений отдельных интрузий достигает 5—10 *км*²; массивы вытянуты в общекавказском направлении, в соответствии с простиранием вмещающих пород. Ширина массивов достигает 200—300 *м*, длина от 300 *м* до 2 *км* и более.

Наиболее крупные массивы этой зоны выходят на хребте Шах-даг, у месторождения хромитовых руд Гейдара, у сел. Джомарт, на водораздельном хребте Мыхтекян и далее к юго-востоку в районе гор Чильяз и Геллюк, у сс. Ипяк и Тазакенд. К крупным массивам гипербазитов, в особенности к дунитовым участкам их, приурочены месторождения хромистого железняка.

Наиболее крупные массивы обычно сложены апоперидотитами и пироксенитами, сочетающимися с габброидными породами; последние нередко слагают и изолированные тела.

Следует отметить, что в районе Гейдаринского месторождения хромитов среди зоны лиственитов отмечен шеелит; раньше он принимался за доломит. Приурочен к кварцевым прожилкам, в которых образует скопления гнездовидно-прожилкового вида; большей частью шеелит в кварцевых жилах маскируется карбонатами—в виде доломита аналогичного цвета, кальцита и реже сидерита, а также гидроокислами железа. Генетически связан с третичными гранитоидами. Судя по наличию спутников шеелита в виде галенита, а иногда в лиственитах же киновари, опала, халцедона и антимонита можно думать о низкотемпературной генерации образований шеелита.

Ниже приводится краткая характеристика весьма интересной габбро-норитовой интрузии (16 *км*²), расположенной в бассейне р. Тертер, в районе слияния рр. Лёв-чай и Сеитляр-чай. Интрузия прорывает вулканогенные образования сантона, а также серпентиниты, образуя сильно ожелезненную, эпидотизированную и брекчированную зону.

В краевой фации габбро-нориты обладают резко выраженной полосчатостью. В фациальном отношении интрузия характеризуется постепенными переходами от габбро-норитов в центральной ее части, к авгитовому и роговообманковому габбро, габбро-пироксенитам и форелленштейнам (троктолитам)—в периферии.

Д. МАССИВЫ ВЕДИНСКОГО (ЮЖНОГО) ГИПЕРБАЗИТОВОГО ПОЯСА

Обнажения ультраосновных и основных пород Вединского пояса сосредоточены главным образом в бассейне верхнего течения р. Веди; небольшие выходы их наблюдаются по правобережью среднего течения указанной реки, непосредственно к северу от сел. Дашлу.

По сравнению с массивами ультраосновных и основных пород Севано-Амасийского пояса размеры интрузий Вединского пояса незначительные, но количество их велико (около 100). Размеры колеблются от нескольких до тысяч квадратных метров, редко достигая 1 *км*². В подавляющем большинстве случаев образуют дайкообразные или небольшие штокообразные тела. В структурном отношении приурочены к ядрам антиклинальных складок, сложенных осадочно-вулканогенными породами нижнего сенона и эоцена, а также карбонатными толщами верхнего мела.

С запада на восток можно выделить пять групп выходов указанных пород.

1. Группа выходов у сел. Дашлу. Приурочены к антиклинальной структуре близширотного направления, сложенной туфогенными песчаниками палеоцена—нижнего эоцена.

Наблюдается пять небольших штоков изометрической формы; размеры колеблются от нескольких сотен до тысяч квадратных метров. Представлены среднезернистым мезократовым габбро, с небольшими участками меланократового габбро пегматоидного сложения.

2. Группа выходов района г. Црдут (Кёсуз) объединяет все проявления ультраосновных и основных пород, расположенных к востоку и северо-востоку от указанной горы, в бассейне верхнего течения р. Кёсуз (правый приток р. Веди).

Породы образуют небольшие дайко- и штокообразные тела, размеры которых колеблются от нескольких квадратных метров до 1 $км^2$. Приурочены к своду и крыльям близширотной антиклинали, сложенной осадочно-вулканогенной толщей сантона.

Тела дайкообразной формы представлены исключительно ультраосновными породами—перидотитами, реже пироксенитами, еще реже—дунитами и их серпентинизированными разностями. Более крупные тела (штокообразной формы) обладают более сложным составом: здесь наблюдаются, кроме ультраосновных разностей, также породы основного состава (габбро, роговообманковое габбро, габбро-диабазы и др.), а местами (в наиболее крупном массиве) также и кислые фации основных пород, представленные диоритами, кварцевыми диоритами и плагиогранитами. Все эти разновидности связаны между собой постепенными переходами.

В этом же районе установлены небольшие самостоятельные выходы кислых пород (диориты, кварцевые диориты), прорывающие в ряде случаев тела ультраосновных и основных пород. Вероятнее всего, что они являются более поздними кислыми дифференциатами магмы, давшей ультраосновные и основные породы.

3. Азизкендская группа выходов представлена пятью относительно крупными и большим количеством мелких дайко- и реже штокообразных тел ультраосновных и основных пород. Расположены они в бассейне среднего течения р. Веди, в районе сел. Азизкенд и по притокам р. Веди—рр. Кёсуз, Армик и др.

Размеры тел колеблются от нескольких квадратных метров до сотен квадратных метров; в большинстве случаев тела ориентированы в северо-западном направлении согласно со складчатостью. Приурочены к ядрам, а иногда и к крыльям мелких синклинальных складок.

Комплекс ультраосновных пород описываемой группы представлен преимущественно перидотитами, пироксенитами и реже дунитами; они в различной степени серпентинизированы. Основные породы представлены габбро, габбро-диабазами (обычно хлоритизированными), реже роговообманковыми габбро и еще реже—габбро-пегматитами.

4. Армикская группа выходов расположена в верховьях р. Армик (лев. приток р. Веди), к западу от одноименного селения. Группа объединяет шесть небольших выходов штоко- и реже дайкообразной формы; размеры колеблются от тысяч до десятков тысяч квадратных метров. Приурочены они к северо-восточному крылу второстепенной антиклинали, сложенной вулканогенной толщей сантона.

Все выходы сложены преимущественно породами основного, реже ультраосновного состава: габбро, роговообманковыми габбро и реже габбро-пегматитами, перидотитами и их серпентинизированными разностями.

5. Бахчаджухская группа находится в бассейне верхнего течения р. Веди, в районах сс. Дашнов, Каракоюн, Бахчаджух и Келанлу; количество их достигает двух десятков.

Выходы ультраосновных и основных пород образуют дайкообраз-

ные тела различных размеров: от нескольких сотен до сотен тысяч квадратных метров (к северу от сел. Дашнов).

Ориентированы тела в общекавказском направлении—согласно со структурами вмещающих их вулканогенно-осадочных пород сантона, известняков верхнего сенона и туфогенных песчаников нижнего-среднего эоцена, слагающих крупную Джерманисскую брахиантиклиналь.

Примерно половина массивов сложена перидотитами и реже пироксенитами и дунитами и их серпентинизированными разностями. Другие интрузии представлены хлоритизированными габбро-диабазами и реже—габбро.

К комплексу пород Вединского пояса следует отнести также эссекситовое габбро, встреченное в буровой скважине (Аванской) на Канакерском плато к северу от Еревана. Порода серого цвета, мелкозернистая; под микроскопом структура офитовая, местами пойкилофитовая. Минеральный состав: основной плагиоклаз (лабрадор, андезин-лабрадор), незначительное количество калиевого полевого шпата, моноклинный пироксен (частично титан-авгит, возможно, есть и ромбический пироксен ?), оливин, биотит, магнетит, титаномагнетит, апатит.

Порода гипабиссального типа, возможно, краевая фация интрузии основного щелочного ряда.

Химический состав породы показал (аналитик В. А. Юсова, ВСЕГЕИ):

Окислы / №	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	H_2O-	H_2O+	Сумма
594	50,07	1,58	15,25	3,37	6,12	0,14	9,94	5,97	3,87	1,45	0,62	1,54	100,01

Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому следующая: a—10,7; c—4,9; b—26,3; s—58,1; f′—35,7; m′—38,6; c′—27,7; n—80; t′—1,3 φ —11. По диаграмме упомянутого автора эти данные отвечают точно эссекситовому габбро.

Некоторые исследователи склонны считать эту интрузию корнем излияния базальтов плато, т. е. более молодой (плиоценовой), но для эффузивной толщи Канакерского плато нами (1938) давно установлен нижнеолигоценовый возраст, что подтверждается и новейшими данными (см. выше).

Необходимо добавить, что к западу и северо-западу от Еревана, вплоть до турецкой границы, в некоторых скважинах также встречены основные породы, связующие, таким образом, Вединский пояс с Кагызманским поясом ультраосновных пород по правобережью р. Аракс—на турецкой территории.

Ниже приводится краткая петрографическая характеристика всех разностей пород гипербазитового пояса в порядке убывания основности (С. Б. Абовян, 1961).

Дуниты занимают небольшие площади (10—15%) среди выходов перидотитов и пироксенитов. Обычно интенсивно серпентинизированы, вследствие чего встречаются лишь отдельными участками среди серпентинитов. Установлены две генерации этих пород: первая характеризуется буро-желтым цветом и является результатом дифференциации перидотитовой магмы; вторая генерация дунитов бутылочно-зеленого цвета со светлой коркой выветривания. Она образует небольшие вытянутые интрузии среди перидотитов и дунитов первой генерации.

Порода мелко- и тонкозернистая, светло- и темно-зеленого или синевато-зеленого и черного цвета. В выветрелом состоянии покрыта коркой буро-желтого цвета, на которой часто выделяются мелкие зерна хромшпинелидов.

Структура свежей породы панидиоморфнозернистая, обусловленная идиоморфизмом зерен (до 3—4 *мм*) оливина; последний обычно в той или иной степени замещен серпентином.

В обоих генетических типах дунитов наблюдается характерная реликтовая петельчатая микроструктура оливина. По взаимоотношению между реликтовыми компонентами породы устанавливается гипидиоморфнозернистая и местами панидиоморфнозернистая структура.

При изменении оливина образуется, в основном, хризотил (волокнистый агрегат) и в подчиненном количестве антигорит с ленточным обособлением рудного минерала.

Хромшпинелиды встречаются вкрапленными зернами изометрической или овальной формы, реже с геометрическими очертаниями граней.

Хромшпинелиды образуют идиоморфные зерна размерами до 1 *мм*; в проходящем свете окраска их буровато-красная, часто с малиновым оттенком.

Среди серпентинизированных дунитов наблюдаются рассыпающиеся игольчатые офиты светло-зеленого цвета и белые корки гидромагнезита, образующиеся при выветривании.

Перидотиты являются самыми распространенными среди комплекса ультраосновных пород; они занимают 45—50% площади выходов гипербазитовых пород всех массивов. Обычно почти нацело серпентинизированы, почему сохранились лишь в форме небольших участков, гнезд и выклинивающихся полос.

Макроскопически породы серовато-черного, серого и зеленовато-синего цвета, массивного сложения; в мелко- и тонкозернистой массе породы с матовым блеском, сложенной из серпентинизированного оливина, выделяются сравнительно крупные (до 0,4—1 *см*) зерна слабо выветрелого пироксена, вследствие чего порода приобретает порфировидный облик.

Сильно выветрелые разности принимают коричневато-бурый цвет, покрываясь пятнистой коркой толщиной до 1—2 *см*.

Структура породы гипидиоморфнозернистая, минеральный состав: оливин (идиоморфный), пироксен и хромшпинелиды (1—2%). В серпентинизированных разностях наблюдается изменчивое количество антигорита и реже хризотила и серпофита.

По виду пироксена среди перидотитов встречаются: гарцбургиты или саксониты (оливин+ромбический пироксен), лерцолиты (оливин+ромбический и моноклинный пироксен) и верлиты (оливин+моноклинный пироксен); преобладают лерцолиты (50%), гарцбургиты и верлиты встречаются примерно в равных количествах (по 25%).

Саксониты и гарцбургиты выступают среди серпентинитов небольшими участками. Представлены плотными среднезернистыми породами от темно-зеленого до почти черного цвета. Структура их неравномернозернистая; участками петельчатая и порфиробластическая. Минеральный состав: оливин, энстатит, клиноэнстатит, хромэнстатит, бронзит, гиперстен, гранат, магнетит, пирротин, антигорит, бастит, серпофит, хризотил, тальк, кальцит, цоизит, тремолит, хлорит и серицит.

Лерцолиты встречаются в виде реликтовых участков. Представляют плотные мелко- и среднезернистые породы зеленовато-черного цвета. При серпентинизации приобретают светло-зеленую окраску и характерный жирный блеск.

Структура породы неравномернозернистая, участками петельчатая. Минеральный состав: оливин, диаллаг, энстатит, клиноэнстатит, магнетит, хромит, шпинель, антигорит, бастит, хлорит.

Верлиты. Порода зеленовато-черного цвета, средне- и крупнозернистая, с блестящими по спайности кристаллами пироксенов. Структура кристаллобластическая, минеральный состав: оливин, диаллаг, антигорит, тремолит, магнетит, хлорит.

Пироксениты имеют незначительное развитие; они встречаются почти во всех массивах габбро-перидотитовой формации в виде редких дайкообразных тел незначительных размеров.

Порода крупно- и среднезернистая, зеленовато-серого, иногда черного цвета. Структура гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав варьирует: в одних разностях присутствует один моноклинный пироксен—диаллаг, в других, наряду с моноклинным, наблюдается также ромбический пироксен (энстатит), вследствие чего порода относится уже к вебстеритам, и, наконец, встречаются разности, переходные к перидотитам—оливиновые диаллагиты. Большинство пироксенитовых выходов сложено оливиновыми диаллагитами, реже встречаются типичные диаллагиты (авгититы) и редко—вебстериты.

Среди пироксенитов, в зависимости от степени серпентинизации, выделяются три разновидности: свежие, серпентинизированные и апопироксенитовые серпентиниты; последние сложены преобладающим антигоритом и реже хризотилом.

Жильные породы офиолитовой формации пользуются большим распространением. Наиболее характерными являются пироксениты, анортозиты, альбититы, лиственитами.

Пироксениты и другие типы мономинеральных пород (горнблендиты, анортозиты) относятся как к жильной, так и к краевой фациям и шлирам, представляющим собой крайние члены—меланократовую разность, с одной стороны, и лейкократовую, с другой. Местами жилы пироксенитов прорезаются хромитами.

Пироксениты слагают дайки небольшой мощности (1—2 *м* и более). По минеральному составу делятся на диаллаговые (диаллагиты), переходящие при наличии ромбического пироксена в вебстериты, а с оливином—в оливиновые диаллагиты. Кроме того, встречаются чисто энстатитовые разности (бронзиты).

Габброиды. Эти породы принимают большое участие в офиолитовой формации. Они образовались в разное время: местами они наблюдаются среди ультраосновных пород в виде даек или крупных тел и, кроме того, небольшими изолированными участками, имеющими постепенный переход от гипербазитов, являясь результатом местной дифференциации ультраосновной магмы.

Основные массивы габбровых пород местами (Шахдагская зона) интрудируются, в свою очередь, пегматитовым габбро. В эту же фазу магматического процесса происходило образование жил горнблендитов (мощность до 0,5 *м* и больше).

Габброиды представляют собой довольно большое разнообразие петрографических типов. По структурным и текстурным признакам среди них различаются мелко-, средне- и крупнозернистые, а также полосатые и пегматитовые разности. Соответственно варьирует и их окраска. Представлены породы основного состава главным образом нормальным и роговообманковым габбро, реже встречаются нориты, габбро-нориты, оливиновое габбро, анортозиты и троктолиты. Последние четыре являются переходными разностями от ультраосновных пород к основным.

В большинстве случаев эти породы встречаются совместно в одном и том же массиве и связаны между собой постепенными переходами. Только нормальным габбро сложен Джил-Сатанахачский массив, и только роговообманковым габбро—Центрально-Артанишский массив.

Из пегматоидных образований основных пород наблюдаются габбро-пегматиты двух типов, отличающиеся друг от друга по структурным особенностям и геологическим условиям залегания.

Наиболее характерной для габбровых пород является зернистая структура. По составу габбровые породы примыкают, с одной стороны, через троктолиты, к анортозитам и, с другой, через габбро-пироксениты—к пироксенитам и перидотитам.

Среди габброидов выделены роговообманковые, кварцево-роговообманковые, пироксеновые и биотитовые разности. Кроме того, следует отметить пегматитовое габбро, габбро-пироксениты и троктолиты (форелленштейны).

Габбро представляют массивную, полнокристаллическую разнозернистую породу зеленовато-серого цвета. Структура гипидиоморфнозернистая, габбровая; минеральный состав: плагиоклаз (№ 62—70), моноклинный пироксен (авгит), магнетит, ильменит; акцессории—апатит и вторичные—серицит, эпидот, цоизит, клиноцоизит, хлорит, зеленая роговая обманка (по авгиту).

Роговообманковые габбро встречаются реже нормального; порода темно-серого цвета, обычно крупнозернистая, иногда полосчатая. Структура гипидиоморфнозернистая, габбровая; минеральный состав: плагиоклаз (№ 60—70), роговая обманка, моноклинный пироксен (геденбергит, реже авгит); акцессории—апатит, ильменит и магнетит, вторичные—серицит, роговая обманка, минералы группы эпидота и хлорита.

Кварцево-роговообманковое габбро. Имеет значительное распространение вдоль северо-восточного побережья озера Севан (Шахдагская зона) и в Нагорном Карабахе. Порода мелкокристаллическая, меланократовая, структура гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав: плагиоклаз (№54), роговая обманка, кварц, пироксен; акцессории—апатит и вторичные—кальцит, хлорит, рудные минералы.

Эгирин-авгитовое габбро сложено лабрадором (76%), авгитом и эгирин-авгитом (20%), магнетитом, ильменитом, апатитом и вторичными минералами (4%).

Авгитовое габбро по минеральному составу отличается лишь отсутствием эгирин-авгита. Кроме гипидиоморфнозернистой разности, встречены офитовое брекчиевидное габбро и габбро-диабазы..

Биотитовое габбро встречается очень редко. Порода меланократовая, структура гипидиоморфнозернистая; минеральный состав: плагиоклаз (№ 54—55), биотит, авгит; акцессории—магнетит, апатит. В породе преобладает биотит; в ассоциации с ним находится магнетит и апатит.

Габбро-пироксениты являются более основными дифференциатами габброидов и также имеют незначительное распространение. Порода меланократовая с соотношением плагиоклаза и темноцветных компонентов примерно 1:1. Структура офитовая, минеральный состав: плагиоклаз (№ 71—72), пироксен, оливин, биотит, акцессории—апатит, магнетит.

Габбро-пегматиты. Впервые пегматитовое габбро описано М.-А. Кашкаем (1947); на Шахдаге слагает, кроме интрузий, также дайки среди полосатого габбро. Порода сложена преимущественно роговой обманкой (ярко-зеленой) и плагиоклазом (лабрадором). В комплексе

пород офиолитовой формации имеют ничтожное развитие (не более 1%). На основании геологических условий залегания и структурных особенностей среди пегматитовых образований основных пород выделяются два типа.

Габбро-пегматиты, образующие шлирообразные выходы среди нормального габбро, представляют собой его пегматоидную разновидность. Размеры их от нескольких до десятков квадратных метров. Подобные породы нами (1936) встречены в бассейне р. Веди.

Порода зеленовато-серого цвета с резко выраженной пятнистостью за счет выделений крупных (3—5 *см*) кристаллов моноклинного пироксена (авгита) среди разложенных плагиоклазов (№ 65—70); последние количественно несколько преобладают. Вторичные минералы представлены роговой обманкой, тремолитом, цоизитом, клиноцоизитом, эпидотом и серицитом.

Габбро-пегматиты бразуют дайкообразные тела (0,1—0,8 х 3 *м* до 15—20 *м*) с типичной пегматитовой структурой. Порода белого, реже серовато-белого цвета, состоит из преобладающего плагиоклаза (полисинтетически сдвойникованного андезина (№ 30—35) размерами до 3 *см*,) в который погружены довольно крупные (до 5 *см*) удлиненные кристаллы роговой обманки, распределенные неравномерно. Реже роль пегматоидных включений играет моноклинный пироксен (диопсид).

В пегматитах обоих типов в весьма небольших количествах присутствуют апатит, магнетит и весьма редко циркон.

На плоскостях трещин пегматитового габбро и в контактовых зонах М.-А. Кашкаем был найден флюорит. Последний в виде белых и прозрачных кристаллов кубической формы, грани которых достигают 0,5 *см*. Этот минерал кристаллизовался в пневматолитовую стадию пегматитового процесса габбровой магмы.

Оливиновое габбро представляет мелкозернистую мезократовую породу серого и зеленовато-серого цвета. Структура гипидиоморфнозернистая, габбровая. Минеральный состав: плагиоклаз (№ 65—70) (резко преобладающий), моноклинный пироксен (диопсид), оливин, хромшпинелиды и магнетит, вторичные—эпидот, цоизит, клиноцоизит, серпентин, хлорит, роговая обманка.

Троктолиты (форелленштейны) имеют довольно широкое распространение среди пород офиолитовой формации; представляют средне- и крупнозернистую габбровую породу зеленовато-серого или черного цвета, иногда с полосчатой текстурой. Часто дают переходы через меланократовые разности в мономинеральные—дуниты и перидотиты и через лейкократовые—в анортозиты. Структура гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав: плагиоклаз (№ 70—85), оливин, гиперстен, роговая обманка, хромшпинелиды, магнетит и вторичные—серпентин, хлорит, эпидот-цоизит.

Количественно-минеральный состав габброидов офиолитовой формации представлен на табл. 4 (М.-А. Кашкай, 1952, стр. 564).

Анализ данных табл. 4, а также химического состава пород показывает, что минеральный состав габброидов колеблется в широких пределах.

Анортозиты являются типичными представителями полевошпатовых мономинеральных пород; реже среди них в офиолитовой формации встречаются лабрадориты.

Анортозиты, приуроченные к ультраосновным породам, относятся к двум генетическим типам: 1—жильные анортозиты и 2—анортозиты, образовавшиеся как краевые дифференциаты основного комплекса.

Жильный анортозит, сложенный чистым анортитом, часто снежно-белого цвета, плотный. Местами наблюдаются в нем включения рого-

Таблица 4

Минералы \ Породы	Роговообманковое габбро	Кварцево-роговообманковое габбро	Пироксеновое габбро	Биотитовое габбро	Габбро-пироксениты	Трактолиты (форелиенштейны)	Средний состав
Плагиоклаз	64,35	63,14	76	60	44	72,60	63,33
Кварц	—	4,14	—	—	—	—	0,70
Роговая обманка	32,25	25,50	—	—	—	1,50	10,04
Пироксен	2,03	1,40	20	17	48	12,80	19,21
Биотит	—	—	—	10	3	—	2,40
Оливин	—	—	—	—	3	5,20	1,37
Акцессорные	1,27	2,02	4	3	2	0,63	2,15
Вторичные	0,10	3,24	—	—	—	7,30	1,80

вой обманки. Жильные анортозиты секут как габбро, так и перидотиты, связанные переходами с габбро; образование их связано с остаточными растворами плагиоклазового состава, которые были внедрены в габбро-перидотитовые породы.

Анортозиты второго типа представляют собой массивную полнокристаллическую лейкократовую породу средне-, крупно- и грубозернистого сложения с белой, серовато-белой, а иногда зеленовато-серой окраской. Структура гипидиоморфнозернистая, панидиоморфнозернистая и кристаллически-зернистая.

Минеральный состав: резко преобладающий плагиоклаз (№ 35—40 и № 75—80) часто молочно-белого цвета, оливин и изредка моноклинный пироксен (диаллаг); акцессории—апатит, рудные—магнетит, хромшпинелиды и сульфиды (пирит, халькопирит, пирротин) и вторичные—серицит, эпидот, хлорит, цоизит, клиноцоизит, серпентин, пренит, цеолиты (редко), пелитовые продукты.

Под микроскопом выделяются плагиоклазовые зерна двух генераций: крупнозернистые идиоморфные кристаллы (№ 55—80) и мелкозернистые (№ 35—40), заполняющие промежутки между первыми. Такая широкая вариация в составе плагиоклазов (от андезина до битовнита) весьма характерна для небольших анортозитовых тел, представляющих собой лейкократовую составную часть—крайний продукт дифференциации габбро.

Альбититы представляют довольно редкую породу среди офиолитовой формации. Условия залегания их еще неясны. Порода средне- и крупнозернистая, структура гипидиоморфнозернистая; минеральный состав: плагиоклаз (альбит № 6—92,10%), кварц (5,45%), мусковит (2,16%), эпидот (0,39%), а также магнетит и диопсид-жадеит.

Генетическая связь альбитита с ультраосновными породами пока определенно не выяснена (может быть, это ксенолит).

Нориты и габбро-нориты по внешнему виду не отличаются от габбро. Порода мелко- и среднезернистая, структура гипидиоморфнозернистая, офитовая и габбровая. Цвет зеленовато-серый и темно-зеленый. Минеральный состав: плагиоклаз (№ 60—65 до 70—88) и пироксен (гиперстен, клиногиперстен, энстатит, диопсид, авгит) примерно в равном количестве и роговая обманка; акцессории—апатит, ильменит, магнетит, вторичные—серицит, хлорит, эпидот-цоизит, роговая обманка, каолин, цеолиты.

Габбро-диориты слагают обычно пластовые залежи (Ширакский хребет), а также крупные интрузивы (Красносельский район). Реже встречаются в виде небольших тел внутри нормального габбро, как

более кислые дифференциаты, будучи связаны с ними постепенными переходами.

Порода серого цвета, массивная, полнокристаллическая, обычно среднезернистая, нередко обладает параллелепипедальной отдельностью, обусловливающей в выветрелых участках шаровую поверхность.

Структура гипидиоморфнозернистая, минеральный состав: плагиоклаз (№ 40—46), моноклинный пироксен (авгит), акцессории—магнетит, апатит и вторичные—хлорит, эпидот-цоизит и пелитовое вещество.

Кварцевые диориты, генетически связанные с габбро-перидотитовой формацией, слагают небольшие тела среди габбро, являясь крайним кислым членом дифференциации основной магмы.

Порода серого цвета, массивная, средне- и реже крупнозернистая, структура гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав: плагиоклаз (№ 34—39) нередко альбитизированный, роговая обманка, кварц, пироксен; акцессории—апатит, магнетит и вторичные—хлорит, эпидот, цоизит, клиноцоизит, серицит, кварц.

Комплекс дайковых пород представлен диабазами, диабазовыми порфиритами и диорит-порфиритами.

Диабазы представляют собой мелкозернистые породы темно-зеленого, реже серовато-зеленого цвета. Диабазовые порфириты имеют резко выраженную порфировую структуру, обусловленную наличием вкрапленников авгита, реже плагиоклаза, размерами до 1,5—2,0 *мм*.

Структура диабазов офитовая, реже интерсертальная; для диабазовых порфиритов характерна порфировидная структура с микролитовой основной массой. Встречаются также разности с микролитовой основной массой без вкрапленников (афировая).

Основная масса представлена стеклом, изобилующим микролитами плагиоклазов (№ 42—46) и мелкими зернами рудного минерала. Плагиоклаз вкрапленников характеризуется полисинтетическим, реже зональным двойникованием; принадлежит лабрадору (№ 54—70). Авгит также образует идиоморфные зерна; в большинстве случаев хлоритизирован.

Реже встречаются кварцевые диабазы, в которых плагиоклаз имеет состав олигоклаза и альбита; кварц в них гибридного характера. Из акцессорных минералов часто встречается апатит; рудный минерал представлен магнетитом.

В спилитовых разностях диабазов иногда встречаются миндалины, выполненные карбонатом (кальцитом) или хлоритом (пеннином) с радиально-лучистым строением.

Диорит-порфириты представляют мелкозернистые плотные породы зеленовато-серого и серого цвета, обладающие резко выраженной порфировой структурой.

Основная масса микролитовая, состоит из плагиоклаза, роговой обманки и мелких выделений рудного минерала (титано-магнетита и магнетита). Акцессорные минералы представлены апатитом и цирконом, а вторичные—хлоритом, карбонатами и серицитом.

Плагиоклазы вкрапленников (до 0,4 *см*) принадлежат к андезину (№ 36—38), роговая обманка (2—3 *мм*) представлена бурой разностью.

Метаморфические породы. Среди метаморфических пород выделяются две разновидности: 1—автометаморфические и 2—контактовометаморфические.

Автометаморфические породы. К ним принадлежат серпентиниты, карбонатно-серпентиновые породы и амфиболиты.

Серпентиниты развиты в той или иной степени во всех массивах ультраосновных пород. Они представляют собой массивные породы зеленовато-серого или зеленого цвета, реже пятнистые, обладающие местами отчетливым характерным сланцеватым строением.

Серпентиниты в обнажениях сильно трещиноваты; различаются плотные (афанитовые) и сланцеватые серпентиниты. По окраске выделяются бутылочно-зеленые, бурые, буро-желтые и белесоватые гидромагнезитовые разности, характерные для дунитовых серпентинитов. Перидотитовые серпентиниты в большинстве случаев имеют темные тона: темно-зеленые, темно-синие до черного. Пироксенитовые серпентиниты характеризуются темно-зеленым или бронзовым оттенками. Кроме того, наблюдаются отальк ованные серпентиниты, затем массивы, пронизанные тонкими прожилками поперечного асбеста. На поверхности серпентинитов (на плоскостях скольжения) часто образуется блестящая корка типа серпофита или немалита.

Для серпентинитов характерна петельчатая микроструктура, переходящая в сложнопетельчатую. Нередко наблюдается спутанно-волокнистая структура с участками перистого и радиально-лучистого строения, сложенного антигоритом.

Микроструктура серпентинитов обычно определяется характером первичных минералов. Дунитовый серпентинит имеет петельчатую или ячеистую структуру, местами и ленточную; перидотитовый серпентинит имеет аналогичный структурно-минералогический состав, но обладает более плотным строением. Вся масса представляет спутанно-волокнистый и чешуйчатый агрегат. Часто наблюдаются псевдоморфозы таблитчато-призматической баститовой массы, замещающей пироксены. Она характерна в значительной степени для пироксенитов, в которых ячеистая и петельчатая структуры наблюдаюся реже.

Сложена порода исключительно серпентином, представленным обычно как хризотилом, так и антигоритом, иногда баститом и реже метакситом; очень редко встречаются только хризотил, несколько чаще—один антигорит. Из других минералов присутствуют карбонат и хлорит и, в редких случаях, иддингсит. Из рудных минералов присутствуют магнетит и метаморфизованные разности хромшпинелидов.

Карбонат встречается в виде тонких прожилков кальцита, секущих все серпентиновые минералы, что указывает на то, что он является результатом позднейшего самостоятельного гидротермального процесса.

Процесс серпентинизации являлся многофазным, неоднократно проявлявшимся во всех интрузиях. Первая фаза серпентинизации (наиболее интенсивная и длительная) проявлялась в виде массовой серпентинизации ультраосновных пород, в результате чего последние приобрели петельчатую микроструктуру.

Вторая и третья фазы проявляются не во всех частях интрузивов и носят локальный характер; выражены в виде поздних прожилков, секущих соответственно серпентиновую массу и микротекстуры предыдущей фазы. Эти фазы обусловлены соответствующими тектоническими подвижками, в результате чего происходило трещинообразование. Прожилки сложены как волокнами хризотила, так и тонкими чешуйками антигорита; нередки прожилки, представленные серпофитом—плотной разностью серпентина.

Отмеченные фазы серпентинизации связаны с затухающим и вновь возобновляющимся, с различной интенсивностью в поясе, развитием интрузивов габбро-перидотитовой формации. Это же обстоятельство и обусловило всю сложность процесса серпентинизации с наложением одной фазы на другую.

Серпентиниты, помимо петрографических особенностей, имеют и значительный практический интерес с точки зрения содержания в них окиси магния (до 35—40%). Они легко поддаются обработке и проявляют способность к термоизоляции.

Карбонатно-серпентиновые породы имеют весьма ограниченное распространение и приурочены к серпентинизированным, реже лиственитизированным участкам ультраосновных пород. Они образуют жило- и линзообразные тела и имеют гидротермальное происхождение.

Породы желтовато-бурого и коричневато-желтого цвета, мелко- и среднезернистые. Микротекстура петельчатая, результат замещения карбонатом хризотила и антигорита, образовавшихся за счет изменения первичных минералов. Процесс карбонатизации носит избирательный характер, причем нередко проявляется в две фазы; вторая накладывается на готовую структуру карбонатно-серпентиновой породы.

По своему химическому составу карбонат относится к брейнериту, в небольшом количестве присутствует и кальцит.

Из рудных минералов чаще всего встречаются хромшпинелиды и реже магнетит.

Амфиболиты представляют мелкозернистые (до 1 *мм*), реже среднезернистые (до 3 *мм*) плотные породы темно-серого или серого цвета, часто со слоистым или полосчатым строением.

Наибольшего развития эти породы достигают на Мумухан-Красарском массиве, реже встречаются на Караиман-Зодском, Джил-Сатанахачском и Кясаманском интрузивах.

Представляют мелко- реже среднезернистые плотные породы темно-серого или серого цвета, часто обладающие слоистым или полосчатым строением. Структура гранобластическая, текстура параллельная, обусловлена более вытянутыми формами зерен роговой обманки. Нередко сланцеватость образует в породе микроскладочки (гофрировку). Минеральный состав: плагиоклаз (№ 60—70) и роговая обманка примерно в равных количествах; акцессорные—апатит (редко), магнетит и вторичные—хлорит, эпидот-серицит. Иногда встречаются включения граната (альмандина).

По условиям залегания и сходству химических анализов амфиболиты можно рассматривать как продукт динамометаморфизма габбровых пород, с которыми непосредственно связаны.

Контактово-метаморфические породы характерны лишь для ультраосновных пород и представлены лиственитами. Обычно приурочены в виде узких полос к контактам ультраосновных пород с вмещающими их известняками. Порода плотная, мелкозернистая брекчиевидная, с желто-бурой или буровато-красной коркой выветривания, на поверхности которой нередко выступают прожилки зерен кварца. Структура породы наиболее часто неравномернозернистая, нередко наблюдается петельчатая микротекстура, напоминающая микроструктуру серпентинизированного дунита, с той лишь разницей, что внутренние части петель заполнены кварцем, а стенки их сложены карбонатом.

Породообразующими минералами в лиственитах являются железомагнезиальный карбонат-брейнерит, доломит, кальцит и кварц. Рудные минералы представлены хромшпинелидами. В доломитах и доломитизированных известняках брейнерит и кварц отсутствуют. По минералогическому составу выделяются два типа лиственитов—кварц-брейнеритовые и кварц-кальцито-доломитовые. В обоих типах кварц сильно варьирует, но обычно составляет меньше половины массы породы.

Оба типа лиственитов, согласно классификации Ш. А. Азизбекова и М.-А. Кашкая (1939), относятся к ортолиственитам, возникшим за

счет метаморфизма ультраосновных пород на контакте их с известняками.

Других генетических типов лиственитов, выделяемых указанными авторами на территории Азербайджана,—паралиственитов, эпиликвенитов и гидротермальных лиственитов, в связи с ультраосновными породами Армянской ССР по данным С. Б. Абовяна не встречено.

Результаты химических анализов пород офиолитового пояса Малого Кавказа, пересчитанные нами на числовые характеристики А. Н. Заварицкого, представлены на векторной диаграмме (рис. 22-а). На рис. 22-б показана диаграмма химизма того же комплекса пород, составленная по методу Н. Д. Соболева. Толкование их дано дальше.

Из вышеприведенной характеристики ультраосновных и основных пород отчетливо вытекает, что в петрологическом отношении они составляют единую габбро-перидотитовую формацию. Породы габбрового состава, особенно в наиболее крупных массивах, пространственно тесно связаны с перидотитами, т. е. являются производными той же сложной магмы, которая дала и перидотиты. Дифференциация магмы на перидотитовую и габбровую произошла еще до ее внедрения во вмещающие породы.

Главная масса дунитов обособилась и затвердела, по-видимому, одновременно с перидотитами; однако наблюдаются также дуниты, образующие небольшие дайкообразные тела, прорывающие как перидотиты, так и дуниты, образовавшиеся одновременно с ними. Эти дуниты второй генерации явно более позднего происхождения, но время их образования не выходит за пределы магматического периода формирования пород интрузива.

Анализируя взаимоотношение всех пород габбро-перидотитовой формации Малого Кавказа, можно наметить следующую последовательность в их обособлении: 1—перидотиты и дуниты, 2—габбро, 3—кварцевые диориты, 4—пироксениты (жильные) и 5—анортозиты. Местами в эту схему вклиниваются субфазы, обусловленные тектоническими подвижками. Эта последовательность подчеркивает эволюцию магмы во времени от ультраосновной через основную к средней, а затем—кислой.

Пироксениты и анортозиты являются пегматоидными образованиями соответственно ультраосновных и основных пород. Позже внедрились дайки основной магмы: диабазы, диабазовые порфириты и диорит-порфириты.

При характеристике комплекса пород офиолитового пояса подчеркивалось, что крайними кислыми дифференциатами ультраосновной магмы являлись кварцевые диориты. Далее указывалось, что в офиолитовой полосе на участке Шоржа—Степанаван имеется перерыв в проявлениях ультраосновных и основных пород. Взамен последних на этом отрезке пояса обнажается ряд довольно крупных гранитоидных интрузий, подчиненных той же осадочно-вулканогенной эоценовой толще, но менее интенсивно дислоцированной.

Описание интрузий ведется с северо-запада на юго-восток.

В северо-западной части гипербазитового пояса, на северном склоне **Бзовдальского** хребта, в бассейне р. Черной находится **Чернореченская** интрузия гипабиссального типа. Последняя образует небольшое (1,3 *км*^{2}) штокообразное тело, включающее в себя довольно крупный (длина 800 *м*) останец эоценовых вулканогенных пород, подверженных ороговикованию и пиритизации. В нем отмечается также большое количество мелких ксенолитов основных эффузивов.

В связи с широким проявлением явлений ассимиляции и гибридиз-

ма породы этого интрузива по составу приближаются к кварцевым диоритам. Однако в слабо контаминированных частях они имеют плагиогранодиоритовый состав.

Структура породы отчетливо порфировидная и порфировая; основная масса полнокристаллическая, тонкозернистая, гранитовая. Минеральный состав: плагиоклаз (олигоклазового ряда), биотит, авгит, кварц; акцессории—апатит, циркон, магнетит, вторичные—хлорит, серицит, лимонит.

В сильно контаминированных разностях интрузива возрастает содержание роговой обманки (до 15%), магнетита (иногда до 8%), апатита, сфена, но уменьшается количество кварца (до 15, реже 10%), циркона. В них состав плагиоклаза варьирует от № 33 до № 45.

Жильные разности представлены альбитофиром.

Геджалинская (Базумская, Каджерийская) интрузия (27 *км*²) расположена по правобережью р. Гарпи к востоку—северо-востоку от гор. Кировакана. Слагает хребет и вершину Геджали (Халаб, 3027 *м*). Протягивается на 20 *км* от сел. Гамзачиман на востоке до сел. Сармсахлу (Караберт) на западе, находящемся уже по левобережью р. Памбак; ширина массива около 2 *км*. По обоим концам интрузия сопровождается отдельными мелкими интрузиями сателлитового характера.

Представляет крупное дайкообразное тело северо-западного простирания, прорывающее вулканогенную толщу среднего эоцена, слагающую синклиналь.

В массиве широко развиты зоны милонитизации, проходящие как по периферии массива, так и внутри его.

Сложена интрузия кварцевыми диоритами, гранодиоритами, монцонитами, гранитами, кварцевыми габбро, габбро-диоритами, диоритами, тоналитами, монцодиоритами, кварцевыми монцонитами, плагиогранитами и граносиенитами.

Жильные породы представлены габбро-порфиритами, гранитпорфирами, аплитами, аляскитами, пегматитами и камптонитами.

Преобладают кварцевые диориты, гранодиориты, монцониты и граниты.

Первые три разновидности связаны постепенными переходами; для гранитов характер их контакта указывает, по В. Н. Котляру (1958), на их несколько более позднее образование.

Гранодиориты и кварцевые диориты преобладают среди других разностей и связаны между собой постепенными переходами. Структура породы обычно гипидиоморфнозернистая, иногда порфировидная, местами гранофировая. Минеральный состав: плагиоклаз, ортоклаз, кварц, моноклинный пироксен, биотит, роговая обманка; акцессории—апатит, циркон, сфен, рудный минерал.

Диориты и габбро-диориты отличаются от других пород своим мезократовым обликом.

Структура породы гипидиоморфнозернистая; минеральный состав: плагиоклаз (андезин-лабрадор), моноклинный пироксен, роговая обманка, ромбический пироксен, биотит, кали-натровый полевой шпат, кварц (редко); акцессории—апатит, циркон (редко), магнетит. Заслуживает внимания, по В. Н. Котляру, присутствие ромбического пироксена, количество которого иногда доходит до 5%.

Граниты серого цвета, средне- и равномернозернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Минеральный состав: кварц, кали-натровый полевой шпат (анортоклаз), плагиоклаз (альбит или альбит-олигоклаз), роговая обманка; акцессории—магнетит, апатит, циркон, сфен.

Описываемый Геджалинский массив на западе прорезан ущельем

р. Памбак и далее, заметно суживаясь, выклинивается в верховье ущелья Сармсахлу. На этом участке левобережья р. Памбак интрузия представлена разностями, колеблющимися от типичных гранодиоритов, для более лейкократовых разновидностей, до породы, стоящей между кварцевыми монцонитами и гранодиоритами в более меланократовых представителях, преобладающих над первыми (Ю. А. Арапов и Н. Я. Монахов, 1939).

Сисимаданская (Шагали-Элиарская) интрузия находится в 2—3 *км* к северо-востоку от Геджалинской, протягиваясь параллельно ей. Форма ее также дайкообразная, размеры 15 х 1—1,5 *км*. Подчинена той же вулканогенной толще нижнего-среднего эоцена.

Сложена интрузия кварцевыми диоритами, гранодиоритами, гранодиорит-порфирами, микрогранитами, кварцевыми монцонитами и др. Преобладают кварцевые монциониты, переходящие с одной стороны в габбро-диориты и габбро, а с другой—в гранодиориты и граниты.

Гранодиориты обладают гипидиоморфнозернистой структурой; минеральный состав: плагиоклаз (андезин), калиевый полевой шпат, кварц (15—17%), амфибол, биотит; акцессории—апатит, рудный минерал.

Микрограниты также встречены у северного края интрузии. Структура порфировидная, полнокристаллическая; минеральный состав: кварц, плагиоклаз (олигоклаз-альбит), калиевый полевой шпат и бесцветная слюда (единичные чешуйки); акцессорием служит рудный минерал.

Кварц присутствует в очень большом количестве, образуя крупные зерна, содержащие графические вростки калиевого полевого шпата. Вследствие этого отдельные участки породы обладают гранофировой структурой и составом.

У южного края интрузии констатирован в одном пункте гранодиорит-порфир, частично ороговикованный. По северному краю интрузии в контакте с кварцевым монцонитом констатирован андалузитовый роговик.

Западная часть интрузии, по левобережью р. Памбак, известна под названием Заманлинской (по ущелью Заманлу). Породы интрузива (кварцевые диориты и гранодиориты) здесь катаклазированы и подверглись интенсивным процессам вторичного изменения. У северо-восточного контакта интрузии наблюдается мощная зона вторичных кварцитов.

Гарнасарская интрузия щелочных сиенитов расположена в восточной части Халабского хребта (г. Кузу-даг, 3027 *м*) к северу от верховьях р. Агстев. Впервые обнаружена Г. А. Акопяном и независимо от него К. А. Мкртчяном в 1956 г. Площадь свыше 12 *км*^{2}, очертания извилистые. Эта гипабиссальная пластового типа интрузия подчинена вулканогенной толще среднеэоценового возраста, находящейся в синклинальном залегании.

Щелочные сиениты представляют собой розоватые и светлых оттенков средне- и равномернозернистые породы с шероховатым изломом. Нередко включающей белоснежные радиально-лучистые кристаллы мезолита, что придает породе миндалекаменный облик.

Для интрузии характерен постепенный переход типичной интрузивной фации к эффузивной на небольшом по вертикали расстоянии.

Структура полнокристаллических крупнозернистых пород трахитоидная, пегматоидная, призматически-зернистая, с некоторой тенденцией к бостонитовой. Иногда проявляется порфировидное сложение. Минеральный состав: кали-натровый полевой шпат, плагиоклаз (андезин), моноклинный пироксен (авгит и авгит-диопсид), роговая обманка, биотит, нефелин; акцессории—рудный минерал, апатит (мар-

ганцевый), циркон, флюорит; вторичные—цеолит, альбит, хлорит, пелитовое вещество. Явно преобладает в породе кали-натровый полевой шпат (около 70%), относящийся по оптическим константам к ортоклазу и микроклину. Роговая обманка представлена парагаситом и крокидолитом, а биотит подходит к лепидомелану.

Данные химических анализов пород показывают на довольно большое содержание окислов щелочных элементов и явное преобладание K_2O над Na_2O, что выражается в минералогическом составе щелочных сиенитов. Эти калиевые щелочные сиениты (армениты по А. И. Адамяну и К. А. Мкртчяну, 1959) по сравнению со средними сиенитами Дэли отличаются высоким содержанием K_2O, очень низким количеством Na_2O (иногда сотые доли процента), ничтожным наличием MgO (следы) и нормальным содержанием пяти компонентов: SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, CaO.

Анализ геологических и структурных данных района показывает, что максимальная глубина формирования апикальной части интрузии получается порядка 600 *м*, а для отдельных частей ее, возможно, и гораздо меньше.

По возрасту и составу Гарнасарская интрузия является аналогом Бундукской интрузии щелочных сиенитов и нефелиновых и щелочных сиенитов Памбакского хребта.

Бундукская щелочная интрузия расположена по левобережью верховья р. Агстев, к востоку от сел. Амзачиман, где слагает хребет Бундук. Приурочена к широтному разлому—ответвлению Агстевского. Вмещающие породы—вулканогенные образования нижнего-среднего эоцена. Форма интрузии дайкообразная, длина около 8 *км*, ширина от 0,5 до 1,5 *км* (в раздуве); площадь около 4 *км*^{2}.

Сложена серыми от средне- до крупнозернистых щелочными сиенитами, а также нормальными сиенитами (в узкой части), постепенно переходящими друг в друга. Минеральный состав: кали-натровый полевой шпат, плагиоклаз, щелочная роговая обманка, моноклинный пироксен, биотит; акцессории—магнетит, апатит, сфен; вторичные—эпидот и серицит.

Характерен, по В. Н. Котляру (1939), идиоморфизм калиевого полевого шпата по отношению к роговой обманке, хотя и иногда наблюдается и гипидиоморфнозернистая структура.

Далее к юго-востоку от Базумского хребта небольшая гранодиоритовая интрузия находится в ущелье р. Головинки к югу от гор. Дилижана. По всему же северо-восточному побережью озера Севан интрузии гранодиоритов весьма редки; небольшие штоки и дайки (?) их констатированы к северу от сел. Шоржа, затем в районе перевала Седана (Сатана)-хач и далее—в верховье р. Лёв-чай (левой составляющей р. Тертер).

В бассейне верхнего течения р. Тертер наряду с многочисленными интрузиями гипербазитов известен ряд мелких интрузий среднего и кислого состава, распределение которых является крайне неравномерным. Наиболее крупным и кислым является Лёвчайский гранодиоритовый массив. Эти гранодиориты находятся в контакте с габбро-норитами, составляющими главную массу Лёвчайского сложного интрузива, но являются по отношению к ним более поздними.

Гранодиориты серого или розовато-серого цвета, массивного, крупно- и среднезернистого строения. Структура породы гипидиоморфнозернистая, текстура катакластическая. Минеральный состав: плагиоклаз (№ 31—42), ортоклаз, кварц, роговая обманка, биотит; акцессории—апатит, магнетит и вторичные—хлорит, лимонит, кальцит, гли-

нистые продукты разложения полевых шпатов. Преобладают плагиоклаз (50,5%) и кварц (35,4%); ортоклаза—6%.

Указанная порода является одной из наиболее кислых разновидностей гранитоидов Кельбаджарского и Лачинского районов, да и вообще всего южного Азербайджана.

В бассейне правобережья р. Тертер и далее к юго-востоку—в бассейне верхнего течения р. Акяра-чай в том же гипербазитовом поясе встречаются мелкие тела кварцевых диоритов и гранодиоритов, являющихся крайними кислыми дифференциатами ультраосновной магмы.

Наиболее крупным интрузивом этой группы является Нурединский. Расположен он в истоках р. Нуредин-чай, на юго-западном склоне хребта Кырх-кыз; представляет лакколит (7 *км*^{2}), залегающий среди вулканогенной толщи сантона в надвиговой (поддвиговой) зоне.

Краевая фация южного массива представлена гранодиорит-порфирами, с вкрапленниками плагиоклаза (№ 22—28), кварца и микрогранитовой основной массой. Центральная часть массива сложена авгитовым гранодиоритом; порода характерного серовато-зеленоватого цвета, довольно крупнозернистая. Структура гипидиоморфнозернистая; минеральный состав: плагиоклаз, ортоклаз, кварц, авгит, биотит; акцессории—сфен, магнетит, пирит; вторичные—хлорит и глинистые продукты.

По всей вероятности, порода является производной той же магмы, что и Шалва-Лачинского массива (см. ниже).

К югу от гипербазитового пояса Малого Кавказа протягивается прерывистая полоса гранитоидных интрузий; наибольшее развитие они имеют на северо-западе и юго-востоке, обособливаясь в соответствии с структурными условиями в ряд групп; местами же они представлены изолированными массивами.

На северо-западе полосы располагается так называемая Памбакская группа интрузий, характерной особенностью которой является наличие среди них почти полной серии дифференциатов от основных до кислых и типичных щелочных разностей. Особенно широкое распространение имеют в районе интрузии умеренно кислого и гранитоидного ряда, несколько меньше развиты щелочные породы, затем разности основного и ультраосновного состава. Породы прорывают отложения среднего эоцена и являются продуктом единого интрузивного магматического цикла; в формировании интрузивов большую роль играли процессы дифференциации в глубинном магматическом очаге, а затем и ассимиляции.

В комплекс интрузивов позднеэоценового возраста Памбакского хребта входят: 1—интрузивы основного состава; 2—интрузивы гранодиоритового и монцонитового состава (кварцевые диориты, гранодиориты, сиенит-диориты и монцониты; граниты и гранодиориты); 3—порфировидные граниты и сиениты (граниты порфировидные и сиениты среднезернистые); 4—комплекс интрузивов щелочного ряда (нефелиновые и щелочные сиениты, щелочные сиениты несколько более поздние, монцониты еще более поздние).

Жильная серия представлена пегматитами, аплитами, порфиритами гранодиоритового и кварцево-диоритового состава, дайками лампрофира, а также жилами и линзами кварца.

Следует подчеркнуть, что рудоносность района связана в основном с этой группой глубинных пород, образующих на ряде участков приконтактовых зон значительные скопления железа, а в отдельных участках также молибдена и меди.

Описание интрузий ведется, как и предыдущих, с северо-запада на юго-восток.

Вортнавская (Спитакская, Гехаротская) интрузия расположена в западной части Памбакского (Памбского) хребта, слагая массив г. Мунджуглуви-сар и ее отроги к западу от Спитакского перевала. Сложена в основном гранодиоритами. Порода средне- и реже крупнозернистая, серого с зеленоватым оттенком цвета, богатая темноцветными компонентами. Структура полнокристаллическая, типичная гипидиоморфнозернистая, текстура массивная. Минеральный состав: плагиоклаз (олигоклазового ряда), биотит, роговая обманка, кварц; акцессории—магнетит, апатит, циркон; вторичные—хлорит, серицит, железистые продукты. Биотит и роговая обманка присутствуют обычно вместе, в различных комбинациях друг с другом; преобладает чаще биотит.

Плагиоклазы короткостолбчатые, с широкими двойниковыми полосками по одному направлению. «Запылены» глинистыми продуктами.

По данным химических анализов и их пересчетов на магматические коэффициенты порода отвечает типичному гранодиориту.

В краевых частях массива наблюдаются порфировидные разности. Контактовые воздействия гранодиоритов на вмещающие породы выражены весьма слабо: известняки слабо перекристаллизованы, а порфириты нижнего палеозоя в ничтожной степени ороговикованы.

Гранодиориты отчетливо прорывают известняки верхнего сенона, чем доказывается их во всяком случае третичный возраст. По данным же определений абсолютного возраста они относились к нижнему палеозою (Г. П. Багдасарян, 1963), а впоследствии к верхнему мелу (Г. Д. Афанасьев, 1959). По данным указанного автора, определения абсолютного возраста дали интересные цифры. Неоднократная проверка правильности определения калия в разных лабораториях позволила принять, как достаточно устойчивые, следующие цифры возраста:

1. Гранодиориты массива—100 млн. лет.
2. Пегматоидные образования из крупноблочного кали-натрового полевого шпата и кварца, по калиевому полевому шпату имеют возраст 95—90 млн. лет.
3. Роговообманковые жильные породы, секущие гранодиориты,—85—80 млн. лет.
4. Аплитовые прожилки, секущие гранодиорит, 80—75 млн. лет.
5. Дайка пироксенового габброида из контакта гранодиоритовой интрузии показала возраст 120 млн. лет.

По простиранию этой зоны далее к востоку—в Мисханском районе—подобные гранодиориты отчетливо прорывают образования нижнего-среднего эоцена.

Ограниченное развитие имеют в этом массиве диориты и кварцевые диориты; жильные породы представлены горнблендитом, габбро-порфиритом, керсантитом, гранодиорит-порфиром, гранодиорит-аплитом, гранит-порфиром и гранитовым аплитом.

Маймехско-Галаварская группа мелких интрузий находится на северном склоне Памбакского хребта, по правобережью ущелья р. Галавар. Все интрузивные тела отличаются малыми размерами и довольно пестрым составом; к ним относятся: 1—Моллакишлагская интрузия (3 *км*^{2}); 2—Гайдарлинская (1—1,5 *км*^{2}); 3—Дебахлинская и Оюхлинская; 4—Ванандзорская (1 *км*^{2}); 5—Хндзорутская и 6—Кишлагская.

Все они прорывают интенсивно дислоцированную вулканогенную толщу нижнего-среднего эоцена. Эта группа интрузивов принадлежит к типу гипабиссальных, что выражается как в мелкозернистых, иногда порфировых структурах пород, их более основным, по сравнению

с породами крупных массивов, составом, так и мелкими размерами самих тел.

Амзачиманская (Гильютская) и связанная с нею **Фиолетовская интрузии** находятся на северном склоне Памбакского хребта по правобережью верховья р. Агстев.

Гильютский массив (20 *км*²) характеризуется удлинением в СЗ направлении, Фиолетовский же интрузив представляет дайкообразное тело длиною более 3 *км* (приурочено к разлому) при ширине от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Особенностью их является довольно постоянный петрографический состав; сложены они порфировидными гранитами, состоящими из следующих минералов (в порядке убывания): кали-натрового полевого шпата, плагиоклаза, кварца, роговой обманки, биотита, сфена, магнетита, иногда циркона и турмалина. Структура гипидиоморфнозернистая или порфировидная с гранитовой основной массой.

Для порфировидных гранитов Гильютского массива является весьма характерным их уклонение в сторону сиенитов; порода может быть отнесена, по В. Н. Котляру, во многих случаях к граносиенитам (кварцевым сиенитам) и даже сиенитам.

Жильные породы указанных интрузивов представлены: 1—аплитами (преобладают), 2—пегматитами и 3—лампрофировыми породами типа спессартитов.

В Гильютском массиве наблюдаются повсеместно и в большом количестве равномерно распределенные ксенолиты (от 1 до 20 *см*). Они настолько интенсивно переработаны, что первичная структура и состав породы уже не сохранились; это обычно мелкозернистые серые порфировые породы состава, отвечающего сиенито-диоритам, диоритовым порфиритам или микродиоритам. Наблюдения над ориентировкой ксенолитов позволяют сделать вывод, что во время внедрения и остывания интрузива имело место давление, направленное с юго-запада (В. Н. Котляр, 1958).

Касаясь генезиса порфировидных сиенитов, можно на основании вышеприведенных данных с уверенностью говорить об их гибридной природе; в них по степени мигматизации прослеживается вся серия переходов от агматитовой разновидности до небулитов.

В схеме последовательности внедрения интрузий Памбака порфировидные сиенито-граниты знаменуют переход от гранитоидных интрузий к резко выраженным щелочным (к Тежсарскому комплексу).

Довольно близкими как по минеральному составу, так и по условиям образования к описанным сиенито-гранитам на территории Армении являются порфировидные граниты Мегринского плутона (см. ниже).

Тежсарский щелочной комплекс. Этот уникальный по своей оригинальной форме и составу слагающих его пород щелочной массив расположен в средней части Памбакского хребта, к северо-востоку от сел. Анкаван (Мисхана).

Впервые щелочные породы здесь открыты В. Н. Котляром (1938, 1958); впоследствии район этот в связи с разведкой нефелиновых сиенитов детально исследован Г. П. Багдасаряном (1947, 1956).

Морфологически комплекс разделяется на несколько частей; он состоит из: 1—Тежсарского интрузива, 2—Маймехского, 3—Кемдарасинского, 4—Южного (Уляшикского). Сюда же относят небольшие Аркашенский (Архошанский) и Тандзутский интрузивы и др., расположенные к С и СВ от центрального Тежсарского.

В структурном отношении район представляет синклиналь общекавказского направления, сложенную вулканогенной толщей среднего

эоцена щелочного состава. По южному крылу синклинали (лучше обнаженному) констатированы следующие типы вулканогенных пород (снизу вверх): порфириты, туфобрекчии щелочных трахиандезитов, туфы, туфообломочные породы кератофирово-ортофирового состава, эффузивные породы с псевдоморфозами по лейциту (эпилейцитовые порфиры и др.).

Вулканогенные породы эоцена по периферии Тежсарского интрузива на отдельных участках прорываются дайками и жилами пород преимущественно щелочного состава (монцонитами и бостонитами); меньшее развитие имеют пегматит-аплитовые жилы.

Тежсарский комплекс в целом приурочен в преобладающей своей массе к области южного крыла указанной синклинали.

Контакты падают круто (70—84°), почти всегда от массива. В средней части его сохранился в виде «нашлепки» крупный (около 3,5 *км*²) сильно перемятый останец кровли интрузии; менее крупные ксенолиты констатированы в многочисленных других пунктах, располагаясь на различных гипсометрических уровнях в интервале около 500 *м*.

Ксенолиты сложены ороговикованными, местами несколько гибридизированными и часто постмагматически измененными вулканогенными породами, среди которых развиты лейцитовые порфиры и их туфообломочные разности.

Тежсарский массив (центральный, около 40 *км*²) отличается неоднородным строением, что выражается в концентрическом расположении пород различного петрографического состава: 1—нефелиновых сиенитов крупно- и среднезернистых; 2—щелочных сиенитов; 3—порфировидных разностей щелочных сиенитов и 4—псевдолейцитовых сиенитов. Последние отчетливо приурочены только к краевым частям интрузива.

Небольшое развитие имеют кварцевые сиениты-нордмаркиты и щелочные сиенито-монцониты.

Все породы связаны между собой совершенно постепенными переходами и представляют одновременные в смысле геологического возраста образования. Нефелиновые сиениты широко распространены не только по периферии интрузии, но и заходят в центральные ее части.

Маймехский массив (6, 8 *км*²) также отличается неоднородным петрографическим составом. Наряду с щелочными и нефелиновыми сиенитами, взаимно связанными, отмечены и монциниты. Преобладают щелочные сиениты, к каковым близок и средний валовой его состав. Краевые фации выражены слабо.

Южный (Уляшикский) массив (3,5 *км*²) сложен преимущественно щелочными сиенитами; нефелиновые сиениты в них встречаются редко.

Тандзутский массив (0,85 *км*²) сложен нефелиновыми и щелочными сиенитами; изучен недостаточно ввиду слабой его обнаженности.

Нефелиновые и щелочные сиениты Тежсарского и других интрузивов связаны между собой теснейшим образом.

В состав нефелиновых сиенитов входят следующие минералы: кали-натровый полевой шпат (ортоклаз), плагиоклаз (олигоклаз-андезин), нефелин и продукты его изменения—цеолит и канкринит, щелочная роговая обманка, (гастингситового типа), иногда анальцим, эгирин-авгит, биотит и мусковит, а также сфен, апатит, циркон, рудный минерал, меланит и флюорит. Минеральный состав щелочных сиенитов отличается лишь отсутствием нефелина или присутствием его только в незначительном количестве.

Несколько более поздними, чем нефелиновые сиениты главных интрузивов, являются нордмаркиты, слагающие мелкие интрузии у вершины Памбакского хребта. Порода состоит из кали-натрового полевого шпата, щелочной роговой обманки, моноклинного пироксена, био-

тита, иногда мусковита и минералов примеси (титаномагнетит, сфен, апатит и иногда циркон).

Псевдолейцитовые сиениты в отличие от нефелиновых сиенитов содержат в виде крупных порфировидных выделений псевдоморфозы по лейциту—овоиды псевдолейцита, составляющие 40—60% от объема породы. Овоиды псевдолейцита сложены смесью мелкозернистого калиевого полевого шпата (реже альбита) и продуктами замещения нефелина (цеолит, анальцим, реже мусковит, канкринит). Основная масса породы представлена среднезернистым нефелиновым сиенитом.

В непосредственном соседстве с Тежсарским массивом констатированы дайки (длина до 2,5 *км*, ширина от 2—3 до десятков метров) эпилейцитовых порфиров, а также эпилейцитовых тефритов и базанитов. Жильные породы, связанные с щелочными породами, представлены: 1—щелочными сиенит-порфирами, 2—нефелиновыми сиенит-порфирами, 3—бостонитами, 4—пегматитами. Кроме того, встречены многочисленные ксенолиты.

В связи с интрузиями широко проявляются автометаморфизм и контактовый метаморфизм; последний выражен в образовании широких зон роговиков, гибридных пород и в меньшей мере скарнов.

Петрохимические особенности Тежсарского интрузива характеризуются: 1—отчетливо выраженным калиевым характером пород при довольно выдержанном отношении калия и натрия; 2—значительным колебанием полевошпатовой извести, обусловленным вариацией содержания щелочей; 3—повышенным содержанием щелочных алюмосиликатов; 4—принадлежностью пород преимущественно к ряду пересыщенных глиноземом, а также к породам нормального ряда, по А. Н. Заварицкому; 5—отличаем от среднего состава нефелинового сиенита по Дэли, повышенным содержанием калия и пониженным—натрия.

Цахкашатская (Такарлинская) интрузия расположена в среднем течении р. Мармарик, по обе ее стороны, непосредственно южнее Тежсарского щелочного комплекса. Подчинена карбонатной свите верхнего сенона и вулканогенной толще нижнего-среднего эоцена. Прорывается коническим дайкообразным телом Тежсарской щелочной интрузии и перекрывается трансгрессивно вулканогенными образованиями нижнего олигоцена.

Интрузия вытянута в общекавказском направлении, размеры 10 х х 3 *км*, конфигурация ее несколько прихотливая. Сложена гранодиоритами и отчасти сиенитами. Жильные породы представлены щелочным сиенит-порфиром.

Меградзорская (Ахавнадзорская) интрузия расположена по левобережью нижнего течения р. Мармарик; размеры ее 7 х 2—3 *км*. Вмещающими породами являются метаморфические сланцы докембрия, известняки верхнего мела и вулканогенные образования нижнего-среднего эоцена.

Интрузия сложена разнообразным комплексом пород; здесь встречены: кварцевый диорит, монцонит, сиенито-диорит, сиенит, щелочной сиенит и габбро.

Атарбекянская (Судагянская) гранодиоритовая интрузия находится между сел. Атарбекян и г. Судагян, по обе стороны ущелья р. Раздан, к северу от одноименного районного центра (Н. Ахта). Интрузия эллипсоидальной формы, вытянута в общекавказском направлении; размеры 4 х 1,2—1,5 *км*. Гранодиориты прорывают метаморфические сланцы нижнего палеозоя (?), известняки верхнего сенона, осадочно-вулканогенные породы нижнего-среднего эоцена и перекрываются трансгрессивно вулканогенными образованиями олигоцена.

В северо-западной приконтактовой части интрузии отмечается зона дробления шириной около 20 *м*; направление ее отвечает простиранию Мармарик-Дебахлинского разлома (см. выше). Близ этой зоны дробления находится богатое железорудное месторождение скарнового типа.

Гранодиориты серого цвета с зеленоватым оттенком, среднезернистые, обычно бедны бисиликатами. Структура типичная гипидиоморфнозернистая, местами порфировидная. Минеральный состав: преобладающий плагиоклаз (нередко полисинтетически сдвойникованный, разложенный), калиевый полевой шпат (мало, иногда отсутствует), авгит, роговая обманка (редко), биотит. Краевые фации более основные—диорит, габбро-диорит, монцонит; породы сиенитового ряда—в существенно щелочной фации.

Небольшой выход (около 1 *км*^{2}) подобных гранодиоритов находится среди лавового плато между сс. Раздан и Севан. Морфологически интрузия представляет плоский бугор, обтекаемый лавами; по окраине массива обнажаются также вулканогенные породы среднего эоцена, в контакте с интрузией слабоороговикованные.

Далее к юго-востоку по южному побережью озера Севан интрузивные породы встречены лишь в юго-восточной части бассейна озера у сел. Суботан. Обнажаются здесь типичные гранодиориты, интрудирующие вулканогенные породы среднего эоцена.

После нового значительного перерыва позднеэоценовые гранитоиды обнажаются в бассейне среднего-верхнего течения р. Акяра-чай, слагая **Шальва-Лачинский массив.** Эта интрузия протягивается в виде узкой полосы северо-западного направления вдоль юго-западного склона Карабахского (Кырх-Кыз) хребта, ограничивая с юго-запада же офиолитовую зону.

Интрузия представляет дайкообразное тело длиною около 30 *км*, при ширине 1—1,5 *км*; лишь близ сел. Пичанис ширина ее достигает 5 *км*, но местами уменьшается до 0,2 *км*.

Начинается интрузия у шоссе между гор. Лачин и Лысогорским перевалом и прослеживается до верховьев р. Шальва (левый приток р. Акяра-чай).

Интрузия приурочена к своду Каладаринской антиклинали, сложенной на юго-востоке вулканогенными породами средней юры, а на северо-западе—сланцево-песчаниковыми и карбонатными образованиями верхнего мела и нижнего-среднего эоцена. Возраст интрузии определяется как позднеэоценовый.

Шальва-Лачинский массив, равно как и все второстепенные, относится к типу монофазных, но полифациальных массивов. Представлен он гранодиоритами, кварцевыми диоритами и отчасти диоритами. Ближе к апикальной части фациальные изменения выражаются в образовании кварцевых диорит-порфиритов, гранодиорит порфиров и плагиогранит-порфиров.

В долине р. Шальва у сс. Вагазин, Ардашава и др. встречаются часто аплитовые жилы, местами констатируются пирито-халькопиритовые жилы с кварцем.

Породы юго-восточной части интрузии несколько отличны от пород северо-западной ее оконечности (гипсометрически более высокой). Те и другие породы являются разностями одного и того же массива, но для пород р. Шальва характерен лейкократовый облик, а для вторых—меланократовый, при мало разнящихся соотношениях между полевошпатовой частью и кварцем. Средне- и крупнозернистые породы эти весьма резко выделяются на фоне темных вмещающих пород своей светлой, почти белой окраской, лишь изредка измененной в контактах охристостью. Структура пород почти всегда типичная гипидиоморф-

позернистая, иногда паналотриоморфная. Минеральный состав: плагиоклаз (№ 40), ортоклаз, кварц (ксеноморфный), биотит, роговая обманка; акцессории—апатит, магнетит, пирит и вторичные—каолинит, серицит, хлорит и цоизит. Преобладает плагиоклаз, порода относится к плагиограниту. В приконтактовых зонах весьма распространена силицификация.

А. Н. Соловкин (1936) указывает, что, несмотря на существенно плагиоклазовый характер этих пород, для них типична высокая лейкократовость и повышенное количество кварца. Это, видимо, обусловлено широко прошедшими процессами ассимиляции некоторых кремнистых боковых пород, что подтверждается данными химического состава пород Шальва-Лачинского массива.

Анализы показывают, что породы явно пересыщены кремнекислотой по отношению к щелочам MgO и CaO. Лишь порода, описанная М. А. Кашкаем (1933) под названием «гранит», приближается к более или менее нормальному типу, отвечая по содержанию щелочей гранодиориту. Во всех этих породах преобладают Na_2O над K_2O и CaO над MgO, что резко отличает их от граносиенитовой ветви дифференциатов других третичных малокавказских интрузий и сближает с гранодиоритовой ветвью.

На северо-западном продолжении Шальва-Лачинской интрузии, в верховье р. Тутху-чай, в районе сс. Човдар и Шахкерам расположены небольшие выходы гранодиоритов и кварцевых диоритов, названных А. С. Соловкиным **Човдарской группой массивов.** По указанному автору, они представляют собой апофизы Шальва-Лачинского массива, сохраняя все особенности его пород. Здесь отмечены авгитовый кварцевый диорит и биотитово-авгитовый гранодиорит, иногда переходящий в гранодиорит-порфир.

Указанные интрузии прорывают верхнемеловые и среднеэоценовые отложения; перекрываются же вулканогенными образованиями олигоцена, чем бесспорно определяется их позднеэоценовый возраст.

Следующая группа позднеэоценовых гранитоидных интрузий находится далее к югу, в **Кафанском** районе. Последний занимает обособленное место в тектонической зоне Армении, представляя обширную брахиантиклиналь общекавказского направления, погружающуюся к юго-востоку. Сложена она осадочно-вулканогенными образованиями юры и нижнего мела. По юго-западному крылу в Хуступском хребте указанная структура осложнена рядом крутых сближенных складок, на которые надвинуты с юго-запада палеозойские породы. Возраст складчатости позднеэоценовый. В северной части района констатировано много мелких выходов интрузивных пород, а на юге-крупная интрузия (Цавская). Мелкие интрузии представлены габбродиабазами, габбро-диоритами, диоритами, кварцевыми порфирами; жильные разности—диабазами, лейкодиабазами, диабазовыми порфиритами, порфиритами и кварцевыми альбитофирами.

Интрузивные породы рвут складчатость позднеэоценового времени, следовательно, их с полным основанием можно считать третичными.

С интрузивными породами Кафанского района генетически связано известное месторождение медных руд и значительные поля гидротермально-измененных пород. Во вторичных кварцитах западной части месторождения, кроме каолина, галлуазита и др., впервые выявлена ассоциация минералов: диаспор, диккит, пирофиллит, цуниит, рутил и др., прожилки и примазки (эпигенетического характера) молибденита.

Указанный зональный ряд свидетельствует о единстве источника

гидротермальных растворов, образовавших молибденовое, серноколчеданное, медноколчеданное и свинцово-цинковое оруденения. Члены зонального ряда в основном совпадают с последовательностью установленных стадий минерализации. Это указывает на закономерное развитие процесса рудообразования и в пространстве и во времени (Б. С. Вартапетян и др., 1963).

Цавский (Сав-чайский, Басутский) интрузив находится к югу от Кафана в бассейне р. Цав. Представляет крупное дайкообразное тело, вытянутое в близширотном (ЗСЗ) направлении по долине реки Цав (Гант); длина его около 17 *км*, ширина от 2 до 5 *км*, площадь около 60 *км*^{2}. Сопровождается рядом сателлитов, располагающихся несколько восточнее интрузива, в районе его погружения, на территории Азерб. ССР. Малая мощность пород кровли, характер и интенсивность метаморфизма вмещающих пород, преобладание пород с порфировым строением позволяют отнести описываемый массив к интрузиям гипабиссального типа.

Вмещающими породами являются вулканогенные образования верхней юры, слагающие характерные дугообразные складки общекавказского направления; интрузия сечет их косо.

В региональном структурно-тектоническом отношении район находится на юго-восточном конце армянской тектонической зоны в области ее погружения.

Поскольку восточнее в указанной складчатости участвуют также и верхнемеловые, и эоценовые отложения, возраст интрузии с достаточным основанием может считаться третичным. Но следует отметить, что определения абсолютного возраста пород дали 130—145 млн. лет (Э. Г. Малхасян, 1957), что соответствует нижнему мелу.

Цавская группа сформировалась в результате двух последовательных фаз внедрения магмы. Породы первой фазы слагают сателлиты и центральную часть интрузива и характеризуются большим разнообразием петрографического состава. Они представлены габбро, габбро-диоритами и гранодиоритами, образующими общий фон всего массива, за пределы которого породы последующей фазы редко выходят. Констатировано также большое количество переходных разностей между указанными породами, среди которых преобладают кварцсодержащие диориты и кварцевые диориты.

Породы второй фазы слагают периферическую зону интрузива, окаймляя гранитоиды первой фазы. Они представлены розовыми гранитами, которые почти повсеместно в виде мелких узких тел прорывают и изменяют породы первой фазы, включая в себя их довольно крупные (до 30—40 *см*) ксенолиты неправильной формы.

Породы первой фазы неоднородны не только по петрографическому составу, но и по структурным особенностям. Среди них выделяются среднезернистые, мелкозернистые, крупнозернистые и микропорфировидные разновидности.

Среднезернистое строение обычно характерно для основных разновидностей, а мелкозернистое—для кварцевых и кварцсодержащих диоритов.

В восточной (азербайджанской) части массива (погружающейся к востоку), кроме вышеупомянутых разностей, встречены также кварцевые сиениты, сиенит-диориты, сиениты, сиенито-аплиты.

Особенностью некоторых типов пород (сиениты, диориты) является их шлировое строение. Во многих случаях удается также наблюдать ксенолиты зеленоватого мелкозернистого диорита, погруженные в розовый сиенит.

Габбро и габбро-диориты. Породы среднезернистые,

состоящие из доминирующего (70%) плагиоклаза (№ 55—72), калиевого полевого шпата (0,6%), роговой обманки (16,5%), моноклинного пироксена (7,7%), кварца (1,7%); акцессорные—магнетит (много), апатит, сфен (по роговой обманке). Породы имеют ограниченное распространение.

Плагиогранодиориты и гранодиориты слагают главным образом центральную часть массива. Они постепенно переходят в кварцевые диориты и диориты. Породы среднезернистые, зеленовато-серого цвета с розовым оттенком; структура гипидиоморфнозернистая, нередко микропегматитовая. Количественно-минеральный состав: плагиоклаз (до 58%), калиевый полевой шпат (11—18%), кварц (19%), роговая обманка (10%), биотит (редко) и пироксен (еще реже); акцессории (2%)—апатит, сфен, циркон (изредка), магнетит, вторичные—серицит, хлорит, эпидот, карбонат.

Плагиоклазы зональные (ядро № 45—46, края—№ 23—24); калиевый полевой шпат обычно образует кайму вокруг плагиоклазовых зерен.

Граниты. Породы трещиноватые, розового цвета, разнозернистые вплоть до микропорфировидных разновидностей; последняя пользуется наибольшим развитием. Структура порфировая с микрографической, иногда микрогранитовой основной массой. Количественно-минеральный состав: плагиоклаз (34—66%), калиевый полевой шпат (12—34%), кварц (8—36%), биотит (до 6%), роговая обманка (редко); акцессории—магнетит, апатит, сфен, циркон.

Плагиоклаз (от № 2 до № 24) во всех разновидностях преобладает над калиевым полевым шпатом. При уменьшении количества последнего породы постепенно сменяются гранодиоритами и плагиогранитами. Но совместно с калиевым полевым шпатом нередко убывает и количество кварца при сохранении номера плагиоклаза и тогда породы приобретают гибридный характер.

Натриевый облик имеют также породы второй фазы; только изредка Na_2O и K_2O присутствуют в равном количестве.

Кварцевые сиениты. Породы средне- и неравномернозернистые, серовато-розового цвета, часто пятнистые. Структура гипидиоморфнозернистая; минеральный состав: плагиоклаз (олигоклаз-андезин), калиевый полевой шпат (близок к ортоклазу, $2V=58°$), кварц, авгит, роговая обманка, биотит; акцессории—апатит, сфен, магнетит и вторичные—эпидот, хлорит, пелит.

Сиениты отличаются от кварцевых сиенитов отсутствием кварца в собственно сиенитах. Между кварцевыми и бескварцевыми сиенитами устанавливаются также переходные разности пород с ничтожным содержанием щелочного полевого шпата.

В свою очередь, сиенит-диориты представляют собой аналогичный по качественному минеральному составу и описанным сиенитам тип пород и отличаются от них лишь по соотношению между плагиоклазом и ортоклазом и отсутствием кварца.

Метасоматически измененные интрузивные породы представлены альбититами и олигоклазитами, возникшими на контакте гранитов с контаминированными породами первой фазы.

На основании химических анализов вышеописанных интрузивных пород характерным признаком химизма пород первой фазы является их щелочной характер. Они обладают повышенным содержанием щелочей против нормальных типов аналогичных пород, особенно в отношении Na_2O, почему обладают отчетливо выраженным натриевым обликом.

По сравнению со средними типами Дэли породы первой фазы от-

личаются повышенным содержанием Na_2O, часто общей суммой щелочей и повышенной величиной чисел *a*, *n*, но пониженным количеством MgO, CaO и пониженной величиной числа *c*.

Породы второй фазы обнаруживают почти те же специфические особенности химизма, которые присущи породам первой фазы.

Жильные породы Цавского интрузива имеют незначительное распространение и характеризуются небольшим разнообразием петрографического состава. Они представлены плагиоаплитами, аплитами, микропегматитами и измененными дайками основного состава.

Контактовые воздействия интрузивных пород Цавского массива на вмещающие вулканогенные образования выражаются в образовании различных роговиков—плагиоклаз-амфибол-пироксеновых, плагиоклаз-амфиболовых, олигоклаз-амфиболовых и альбит-эпидотовых.

Во вмещающих измененных породах Цавской интрузии спектрально установлены характерные для гранитоидов микроэлементы. Однако в них обнаружены также тантал, висмут, мышьяк, индий, ртуть и таллий, которые отсутствуют в гранитоидах. Наоборот, лантан и церий, встреченные в гранитоидах, отсутствуют в измененных породах. Для последних ведущими микроэлементами являются ванадий, медь, цирконий и галлий.

С описанными интрузиями связаны довольно значительные площади гидротермально-метаморфизованных пород; так, например, ниже сел. Шикахох (Шихауз) площадь таких измененных пород достигает свыше 3 *км*^{2}. Последние представляют собой вторичные кварциты или кварцево-серицитовые породы с некоторым количеством цоизита, каолинита, хлорита и эпидота, окрашенных бурыми окислами железа в зоне окисления и содержащие некоторое количество пирита, халькопирита и пирротина. Наряду с рассеянными сульфидами во вмещающих верхнеюрских эффузивах по периферии интрузии отмечаются и приурочивается исключительно к горной части области, а вторая встречается редкими небольшими выходами в северных ее предгорьях.

В заключение описания позднеэоценовых интрузивных образований ниже приводится характеристика одновозрастных интрузивных пород **Ленкоранской области** (Талыша). В возрастном отношении интрузивные породы этой области делятся на позднеэоценовые и раннемиоценовые. Первая возрастная группа наиболее распространена и приурочивается исключительно к горной части области, а вторая встречается редкими небольшими выходами в северных ее предгорьях.

Верхнеэоценовые породы представлены различного состава т е ш е н и т а м и, г а б б р о и д а м и и г а б б р о-д и о р и т а м и, проявляясь в виде экструзий, даек и пластовых интрузий.

Территориально выходы тешенитов и габброидов разобщены друг от друга, но, судя по геологическим условиям и петрографическим типам, все они являются дифференциатами одной основной магмы. Петрографический состав этих пород довольно часто изменяется с глубиной эрозионного среза интрузивных тел. Местами наблюдается переход последних в образования эффузивного характера. Так, например, в районе сс. Сиов и Алиабад интрузивные биотитовые пикриты переходят в габброиды через оливиновые габбро и оливин-эгирин-авгитовое габбро. Выше они переходят в биотитовые габбро-диориты, занимающие сравнительно большую площадь. Местами габбро цеолитизированы или представлены габбро-тешенитами.

По петрографическим особенностям интрузивные породы Ленкоранской области делятся на четыре группы: 1—интрузивные пикриты, 2—тешениты с их жильными фациями, 3—габброиды (габбро, нори-

ты и габбро-диориты) и 4—породы краевой фации (долериты, микрогаббро и др.).

Характерным для большинства интрузивных пород описываемой области является присутствие ксеноморфного биотита, плеохроирующего в буро-красных тонах. Затем, наряду с обычными минералами находятся баркевикитовая роговая обманка, оливин, анортоклаз, санидин, ортоклаз, цеолиты и пренит.

Интрузивные пикриты. По химико-минеральному составу относятся к перидотитам, но в то же время отличаются от них специфическими особенностями. Порода меланократовая, темно-серого цвета, полнокристаллическая. Минеральный состав: оливин, пироксены, биотит и роговая обманка; присутствуют полевые шпаты (плагиоклаз и анортоклаз) и вторичные минералы. В соответствии с преобладанием того или иного цветного компонента выделены авгитовые, роговообманковые и биотито-оливиновые пикриты.

В химическом отношении заслуживает внимания присутствие V_2O_5, который входит, по-видмому, в состав темноцветных компонентов, в частности пироксены.

Тешениты являются как бы промежуточными породами между пикритами и габбро и габбро-диоритами. Характерной особенностью этих пород Ленкоранской горной области является наличие в них цеолитов, пренита и анортоклаза, образующего зональную оторочку вокруг кристаллов плагиоклаза.

Цеолиты розового и белесоватого цвета, относятся к анальциму, томсониту и натролиту; содержание их в породах достигает 30%, но они находятся и большими скоплениями в прожилках и миндалинах.

Разнообразие минерального состава дает возможность выделить биотитовые тешениты, баркевикитовые, биотито-оливиновые и тешенит-аплиты, а также габбро-тешениты и цеолитизированные тешениты. Последние слагают жилы (до 2—10 *см*) среди тешенитовых пород.

Наиболее распространены биотитовые тешениты. Порода серого цвета, зернистая, полнокристаллическая. Наблюдаются скопления лейкократовых и меланократовых минералов. Структура панидиоморфная, офитовая, а местами и порфировидная. Минеральный состав: плагиоклазы (лабрадорового ряда), пироксены, биотит, цеолиты (до 18%), роговая обманка и вторичные минералы. Минеральный состав баркевикитовых тешенитов: плагиоклаз, анортоклаз, баркевикитовая роговая обманка, цеолиты (более 25%), авгит, биотит и акцессорные—апатит, ильменит и магнетит.

Интересно отметить, что по соотношению окислов баркевикитовые тешениты близки к подобным же породам центральной части интрузии Мажалояни (Кахетия; см. ниже).

Габброиды образуют обычно небольшие интрузивные тела (200—300 $м^2$), встречаясь чаще всего в Астаринском районе. Констатировано много разновидностей, но характерными представителями этой группы являются оливиновые габбро и оливиновый норит, между которыми имеются переходы в виде оливинового габбро-норита. В отдельных массивах встречаются ортоклазовое габбро, биотитовое габбро и габбро-диориты, а в краевых частях массивов—микрогаббро. Местами габброиды цеолитизированы или пренитизированы. В одном пункте (у сел. Амарат) встречена дайка монцонита.

Оливиновое габбро. Порода темно-зеленоватого цвета до черного, плотная, среднезернистая. Структура габбровая и тяготеющая к офитовой; минеральный состав: плагиоклаз (№ 65), авгит, оливин; акцессории—магнетит, апатит и вторичные—серпентин, хлорит.

Оливиновые нориты. Породы меланократовые, среднезернистые. Структура габбровая, тяготеющая к офитовой; минеральный состав: плагиоклаз (№ 60), гиперстен, оливин, серпентин, рудный минерал и иглы актинолита.

Количественно-минеральный состав (в объемных %) габбро-тешенитовых пород следующий:

Плагиоклаз	—61,50
Пироксен	—14,72
Биотит	— 5,60
Роговая обманка	— 1,75
Цеолиты	— 2,30
Оливин	— 1,65
Серпентин	— 1,37
Апатит	— 0,33
Рудные минералы	— 2,73
Вторичные минералы (хлорит и др.)	— 8,05
	— 100,00

Схема дифференциации габбро-тешенитовой магмы представляется, по М.—А. Кашкаю (1947), в следующем виде.

Габбро-тешенитовая магма остывала медленно, в пустотах и трещинах, где вследствие гравитационной дифференциации выделены преимущественно цветные минералы, образуя типичные интрузивные пикриты. При этом магма обогатилась несколько кремнеземом, глиноземом и щелочами, которые обусловили образование лейкократовых пород, вплоть до тешенит-аплита.

К конечной стадии кристаллизации тешенитов относятся первичный анальцим и другие цеолиты, заполняющие интерстиции минералов и местами образующие жилки в боковых породах. Таким образом, цеолиты в тешенитах играют такую же роль, как и кварц в гранитоидах. Для образования цеолитов обязательно присутствие воды, которая, несомненно, придавала флюидальность магме.

В заключение необходимо подчеркнуть, что габбро-тешенитовая формация Талыша весьма сходна с таковой Аджаро-Триалетии.

Результаты химических анализов позднеэоценовых интрузивных пород Бзовдальского хребта, Памбакского хребта и юго-восточной Армении, пересчитанные нами на числовые характеристики А. Н. Заварицкого, приведены на векторных диаграммах (рис. 23, 24 и 25).

Сопоставление химизма позднеэоценовых кислых и средних интрузивных пород различных районов Малого Кавказа представлено на диаграмме (рис. 26); на векторной диаграмме (рис. 27) дана схема сопоставления химизма всех позднеэоценовых интрузивных пород Малого Кавказа.

Раннемиоценовые интрузии

В конце олигоцена—начале миоцена на Кавказе протекает последняя весьма крупная орогеническая фаза, обусловившая мощный интрузивный цикл, давший многочисленные интрузии гранодиоритового типа. Приурочены они в основном к районам наибольших поднятий—к зонам разломов. С ними связаны главные месторождения молибдена (Тырныауз, Каджаран, Агарак).

На северном склоне Большого Кавказа у границы со скифской платформой располагается уникальная группа лакколитов Пятигорья,

ранее считавшихся плиоценовыми; ныне для них с полной уверенностью геологически устанавливается раннемиоценовый возраст. Гипабиссальные породы лакколитов Пятигорья впервые изучены и хорошо описаны А. П. Герасимовым (1937), впоследствии они исследовались с различными целями многими геологами.

Сложены эти массивы своеобразными трахилипаритами и липаритами (щелочными); в них, кроме санидина, установлен своеобразный щелочной полевой шпат, названный «калиевым олигоклаз-альбитом» или «кальциевым анортоклазом». Отпечаток щелочности несут также амфибол и пироксен.

Вопросу об анортоклазах в трахилипаритах Северного Кавказа посвящена статья Н. Д. Соболева (1957). Автор убедительно доказывает, что интересующий нас полевой шпат является не анортоклазом, а типичным плагиоклазом (альбит-олигоклазом) с отклоняющимися оптическими свойствами лишь по углу оптических осей, что главным образом обусловлено температурными условиями кристаллизации в субэкструзивных условиях, сравнительной молодостью образования (нижнемиоценовый) и лишь отчасти незначительной примесью калиевого полевого шпата.

Внедрение пород, слагающих лакколиты, происходило, по А. П. Герасимову, предположительно в четыре этапа: 1—пироксено-амфиболовый трахилипарит, 2—биотито-пироксеновый трахилипарит, 3—биотитовый трахилипарит, 4—биотитовый липарит.

С указанными породами в контактовых зонах генетически связано образование датолита, граната и других минералов.

В Центральной части Большого Кавказа к раннемиоценовому времени следует отнести ряд малых интрузий гранодиоритового состава с анортоклазом. Слагают они обширный пояс, известный под названием теплинского. Этот пояс протягивается от верховьев р. Пшавской Арагвы на востоке до истоков р. Пшиш на западе; наиболее насыщенной является центральная зона Главного хребта между Эльбрусом и Казбеком.

Л. А. Варданянц молодые интрузии Восточного Кавказа относит к плиоцену, разделяя их на два комплекса. В первый из них входят интрузии так называемого теплинского типа, а во второй—южнодагестанские интрузии, обнажающиеся в бассейнах рр. Самур и Ахтычай.

Первый комплекс интрузий упомянутый автор разделяет на две группы. Первая из них, более древняя по возрасту, представлена в большинстве гранодиоритом, с переходами в одну сторону, к граниту, а в другую—кварцевому диориту и сиенито-диориту; во вторую группу входят андезиты и дациты. Породы первой группы обычно светло-серые среднезернистые, несколько порфировидные разности, состоящие главным образом из кварца, плагиоклаза, близкого к андезину, анортоклаза и биотита. Довольно часто присутствует зеленая роговая обманка, а иногда и ромбический пироксен. С этими породами парагенетически связаны гранит-порфировые разности, а также аплиты и пегматиты. Наряду с анортоклазом иногда присутствует и почти типичный микроклин, как, например, на леднике Сангути. Залегают такие породы почти всегда в виде небольших неправильных массивов, площадь которых лишь изредка достигает нескольких квадратных километров, обычно же измеряется только десятыми долями квадратного километра. Вмещающими породами для таких интрузий служат частью доюрские образования, частью же нижнеюрские сланцы, песчаники и породы кератофирового горизонта лейаса; как те, так и другие подвергаются всегда интенсивному метаморфизму. В состав этой

группы входят в небольшом количестве и более основные интрузии, а именно: монцониты, габбро, габбро-диабазы и даже перидотиты, залегающие чаще в виде даек большой мощности и реже в виде мелких массивов.

Вторая группа неоинтрузий теплинского типа представлена, по Л. А. Варданянцу, по преимуществу дацитами и липаритами. Это серые или коричневатые, реже темноокрашенные порфировые породы с вкрапленниками преимущественно биотита и плагиоклаза; в липаритах и дацитах к ним присоединяются вкрапленники кварца, а в липаритах, кроме того, и анортоклаза. В андезитах и близких к ним породах наблюдалась, по упомянутому автору, роговая обманка и пироксен. Основная масса, в зависимости от состава породы, либо микропегматитовая (гранофировая), либо микрогранитовая до фельзитовой, либо стекловатая, а иногда гиалопилитовая. Залегают такие породы чаще в виде даек, мощностью до нескольких метров и протяженностью в десятки и сотни метров, но иногда они слагают и небольшие массивы. Очень часто дайки дацитовых и андезитовых пород секут неоинтрузивные гранодиориты, чем доказывается их относительный возраст. В ряде случаев дайки имеют преобладающее северо-западное простирание.

Дациты и кварцевые альбитофиры слагают дайки в зоне надвига пород нижнепалеозойского кристаллического субстрата на сланцы лейаса. С дацитами горы Кароби связан ряд месторождений молибдена, вольфрама, мышьяка, сурьмы и ртути.

Дациты горы Кароби слагают дайку (3—4 *м*), секущую древние гранитоиды и лейасовые глинистые сланцы. Представляют светло-серую, иногда белую среднезернистую породу с хорошо различающимися чешуйками биотита и блестящими зернами молибденита.

Характерной особенностью дацитов является окварцевание, несущее молибден. Процесс окварцевания захватывает лишь центральную часть и зальбанды дайки, постепенно распространяясь на вмещающие породы.

Структура породы порфировая, основная масса голокристаллическая, состоящая преимущественно из изометрических зерен кварца, серицитизированного и пелитизированного калиевого полевого шпата, плагиоклаза, биотита (хлоритизированного) и акцессориев—апатита, циркона и рудного минерала. Порфировые вкрапленники, количественно уступающие основной массе, представлены кварцем, плагиоклазом и биотитом, в различной степени измененными.

Каробские дациты ввиду содержания большого количества кварца можно отнести к кварцевым дацитам или, по Д. С. Белянкину, к интродацитам либо фанеродацитам.

Типичные дациты встречены также у ледника Киртышо, на водоразделах рек Сакаура и Лухуми (правые притоки р. Риони) и других пунктах. Слагают небольшие интрузивные тела и дайки; жильные дациты отличаются от пород главного тела отсутствием биотита, содержанием кальцита и более мелкозернистой основной массой.

С описанными дацитами связан ряд реальгар-аурипигментовых месторождений—Урава, Лухуми, Сакаура, Хидашлеби, Уцера и др.

Альбитизированные дациты слагают пластовые жилы различной мощности также в районе гор Рехеба и Хврелието.

Вышеуказанная тесная пространственная связь пород обеих групп (гранодиоритовой и дацито-андезитовой) при наличии переходных между ними разностей дает основание предполагать, что все они составляют один комплекс интрузий, формировавшихся в несколько этапов.

Прямых данных для уточнения возраста этих интрузий не имеется: выходы интрузий теплинского типа, расположенные шестью-семью гнездами, совпадают с наиболее крупными молодыми эффузивными образованиями (Казбек, Тепли, водораздельный узел ледников Цей, Сангути, Донисар и др.). Л. А. Варданянц относит их к верхнему плиоцену, причем, по его мнению, они являются корнями вулканических образований.

По Г. М. Заридзе, здесь смешиваются качественно совершенно различные образования. Среди кислых жильных пород, несомненно, имеются корни соответствующих эффузивов, но едва ли к таковым можно отнести такие интрузии, как, например, Каробскую, Сакаурскую, Цурунгальскую, Эцерскую и др., характеризующиеся сильным контактовым воздействием на вмещающие породы и рудоносностью. Эти и подобные интрузии в своем образовании связаны с тектонической фазой и прямой связи с эффузивами не обнаруживают. Они, по-видимому, более древние, вероятнее всего палеогеновые (К. П.). (Эцерская интрузия).

Отличительной особенностью пород неоинтрузий долгое время считалось наличие в них анортоклаза и даже санидина. Однако детальное оптическое исследование кали-натровых полевых шпатов разных интрузий и эффузий Кавказа, проведенное Л. А. Варданянцем (1937) и С. П. Соловьевым (1940), показало, что типичные микроклин и анортоклаз встречаются также в мезозойских и палеозойских изверженных породах. Это дало упомянутому автору основание для предположения, что санидиновая, анортоклазовая и микроклиновая формы кали-натрового полевого шпата являются в значительной степени функцией условий кристаллизации магмы, независимо от абсолютного возраста самого вулканического образования. В настоящее время на Кавказе наличие или отсутствие в породе анортоклаза уже не является критерием для обоснования возраста вулканического образования.

Достоверно установлено, что внедрению гранитов предшествовали диориты (Сангутидонский плутон); вслед за гранитами следовало внедрение жильных пород, представленных дацитами и андезитами. Некоторые исследователи склонны относить внедрение гранитов к более ранней эпохе тектогенеза по сравнению с дацитами, для чего нет оснований. Как известно, процесс формирования гипабиссальных интрузий почти повсеместно заканчивается внедрением пород жильных фаций.

Интрузивные образования теплинского типа располагаются разобщенными очагами, в пределах которых часто наблюдаются более крупные массивы гранодиоритов или гранит-порфиров и сгущение даек дацитов. Между очагами встречаются отдельные дайки дацитов. Главными очагами являются Калько (дацит-лакколит), Казбекская группа, Теплинская, Сангутидонская, Танадонская, Мосотинско-Чвешурская, Ценская и горы Уллу-ауз-баши. Эти группы (овалы, гнезда) представляют, видимо, выступы батолита, протягивающегося на 100 *км*. Развиты они в центральной части хребта вдоль осей складок, осложенных разломами, на юге рвут линию надвига сланцевой юры и докембрия на флишево-карбонатную свиту (верхняя юра—нижний мел) южного склона.

Среди неоинтрузивных пород Теплинского массива Л. А. Варданянц (1938) выделил граниты, гранодиориты, сиенито-диориты (в частности гиперстеновые), аплиты, пегматиты, гранитпорфиры, диоритовые порфириты, дациты и др. Неоинтрузивные породы широко развиты также в бассейне р. Уруха, где констатировано свыше 150 отдельных их выходов, сгруппированных в несколько «гнезд». При всем разнообразии

их состава и структуры эти породы близки, по Л. А. Варданянцу, к гранодиоритам в более глубинной и к дацитам и андезитам в более поверхностной фации.

Наибольшая концентрация магматических проявлений этого типа находится в широтной части Главного хребта. Чем вызвано очаговое расположение интрузий, пока не установлено. Несомненно, они отвечают позднему этапу развития подвижного пояса альпийского времени.

Анализ тектонических условий формирования интрузии теплинского типа показывает, что ее внедрение произошло в период полностью прекратившихся усилий сжатия, во время поднятия и размыва ее кровли. Последние этапы формирования интрузии происходили в условиях сильного напора газов, что приводило, при сравнительно небольшой мощности кровли, к прорыву последней и к образованию трубов взрыва, характерным примером которых являются брекчии Бурстаранды, в центре Сангутидонского плутона.

Интрузивные тела имеют форму штоков незначительных размеров, наиболее крупный из них—Сангутидонский плутон, не превышает 4 *км*². Гранодиориты окружены мощной зоной контактово-измененных пород, среди которых имеются и скарны.

Возраст гранодиоритовых интрузий теплинского типа до последнего времени решен еще не был; их считали мезо-кайнозойскими, плиоценовыми и даже нижнечетвертичными. Лишь в 1953—1954 гг. нам удалось уточнить его, приведя доказательства в пользу их нижнемиоценового возраста. Интересно вспомнить предположение Д. С. Белянкина (1914), что неоинтрузии Казбекского массива представляют интрузивную фацию Казбекских извержений; для большинства последних нами (1958) также доказывается олигоценовый возраст.

Породы теплинского типа по минералогическому составу близки к породам так называемого Тырныаузского интрузивного комплекса, относившимся ранее к верхнему лейасу; он слагает Тырныаузский рудоносный участок. Здесь, по данным С. П. Соловьева (1940), интрузии (штокообразные тела и дайки) образовались в несколько фаз: 1—порфировидные биотитовые граниты, 2—лейкократовые породы (гранит-порфиры; аплитовидные граниты, различные аплиты и другие разности), 3—липариты, деллениты, витрофиры.

Дайкообразный выход пород из ряда деллените-липарит известен также далее к западу, в долине р. Кыртык (лев. приток р. Баксан).

В составе гранитов и близких к ним пород характерно, по С. П. Соловьеву, наличие анортоклазов с уменьшенным углом оптических осей, относящихся к калиевым разностям. Щелочные полевые шпаты в породах из ряда липарит-деллените представлены санидином (или калиевым полевым шпатом с малым углом оптических осей).

Порфировидные граниты формировались, по указанному автору, на глубине не меньше 900 и не больше 2500 *м*; лейкократовые породы разместились на несколько меньшей глубине. Оруденение связано с порфировидными гранитами, лейкократовыми микрогранитами и гранит-порфирами.

Минеральный состав в порфировидных гранитах следующий: олигоклаз (зональный олигоклаз-андезин), анортоклаз (иногда решетчатый), кварц, биотит; акцессории—циркон, апатит, пирит, флюорит и вторичный—амфибол (актинолит).

Лейкократовые гранитоиды представляют светлые мелкозернистые сахаровидные аплитовидные породы; структура гранит-порфировая или аплитовидная. Очень часто гранитоиды секутся множеством кварцевых прожилков, нередко переплетающихся друг с другом. Минеральный состав гранитоидов: кварц, анортоклаз, кислый

плагиоклаз, биотит (редко), мусковит (редко); акцессории—циркон, апатит, ортит, сфен, флюорит, гранат, монацит, рудный минерал и вторичные—эпидот, актинолит (ассимилированный?). Анортоклаз свежий, некатаклазированный.

Делленито и липариты слагают широтные дайки. Состав: плагиоклаз, санидин, кварц, биотит; акцессории—циркон, апатит.

О взаимоотношениях эльджуртинских и лейкократовых гранитов высказывались различные мнения, зачастую противоположные. В настоящее время полагают, что оба типа гранитоидов составляют единое интрузивное тело, причем лейкократовые гранитоиды образуют дайки и апофизы в породе кровли. Различный состав сравниваемых гранитоидов, а также типов пород внутри них объясняется широко развитой ассимиляцией вмещающих пород.

Среди лейкократовых гранитоидов Тырныауза Г. М. Заридзе выделяет следующие разновидности: плагиоклазовые, кварц-плагиоклазовые, кварцевые и кварц-плагиоклаз-анортоклазовые.

По указанному автору, все лейкократовые гранитоиды образовались в результате гранитизации вмещающих пород, представленных роговиками и мраморами, причем разнообразие гранитоидов обусловлено неодинаковой степенью гранитизации. Привнос гранитизирующего материала происходил раздельно. Процесс образования анортоклазовых разновидностей аналогичный и одновременный с процессом становления эльджуртинских гранитов. Фацией указанного комплекса являются так называемые Эльджуртинские граниты района Тырныауза, выступающие по правому склону р. Баксан. Далее к ЮВ эти гранодиориты слагают Чегемо-Баксанский водораздел, где они прорывают вулканогенную толщу олигоцена (по ущелью Джунгу-су), ранее относившуюся к поздневюрмскому времени.

Эльджуртинский гранит макроскопически представляет собой светло-серую порфировидную породу; величина порфировых вкрапленников достигает 4—5 *см*, видны чешуйки биотита. Структура породы полнокристаллическая; характерной для гранитов типичной гипидиоморфнозернистой структуры этот гранит, по Г. М. Заридзе, не обнаруживает.

Количественно-минеральный состав следующий: анортоклаз (34,53%), плагиоклаз (альбит-олигоклаз—31,56%), кварц (25,70%), биотит (7,84%). Кварц основной массы, нередко образующий бипирамидальные кристаллы, более идиоморфный, нежели калишпат, который является сильно ксеноморфным.

Основная масса в большинстве среднезернистая, иногда мелкозернистая; состоит из анортоклаза, кварца и плагиоклаза. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, ортитом и флюоритом; очень редко встречается турмалин.

Г. М. Заридзе (1958) полагает, что Эльджуртинский массив образовался в результате проникновения (привноса) из глубин материала, имеющего не гранитный состав, как это обычно принимается, а кварцево-полевошпатовый (лейкократовый).

По данным спектрального анализа в гранитоидах встречены следующие элементы (см. табл. 5).

Таблица 5

	Ni	Co	Tl	V	Zr	Cu	Pb	As	Sn	Ga	Y	Yt	La	Mo	Bi	Be
Эльджуртиты	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	—	—	—
Лейкократовые	·-	—	+	+	+	+	+	—	+	+	+	+	+	+	+	+

Присутствие Ni, Co, Ti в эльджуртинских гранитах указывает на то, что в составе материнских пород, подвергшихся процессу метасоматоза, входили основные, и, возможно, ультраосновные магматические породы.

П. И. Федченко и К. Г. Родзянко (1968) указывают в породах теплинского типа на резкое увеличение накопления лития от лейкократовых гранитоидов к биотитовому порфировидному граниту и далее к липаритам. Максимальное накопление рубидия и цезия наблюдается в биотитовом граните, а минимальное—в лейкократовых гранитоидах.

В районе Тырны-ауза несомненно имели место процессы ассимиляции; с внедрением молодых интрузий связано образование значительного ореола контактово-метасоматических пород, в которых установлен разнообразный комплекс минералов, в том числе рудных (шеелит и молибденит). Формирование указанных пород было сложное (многофазное), что подтверждается фактом установления не менее двух-трех генераций некоторых минералов скарнов (гранаты, пироксены, амфиболы, волластониты и др.); местами происходило, по С. П. Соловьеву, наложение одних фаз метаморфизма на другие. Гидротермальные растворы играли существенную роль в изменении вмещающей среды.

В геохимическом отношении различие пород теплинского и тырныаузского комплекса заключается в следующем: теплинский тип пород проходит под знаком бора, в гипотермальную фазу интрузий преобладают турмалин и арсенопирит, отсутствует флюорит; в породах тырныаузского комплекса очень мало турмалина, преобладает флюорит. По нашему мнению, это различие объясняется приуроченностью этих одновозрастных образований к разным структурным зонам.

Магма кислых интрузий теплинского типа отличалась высокой активностью и обусловила во вмещающих породах интенсивный контактовый метаморфизм, следы которого констатируются, по Л. А. Варданянцу, местами даже в 1—1,5 *км* от самих интрузий. Наблюдаются разнообразного состава роговики и скарны (локально); преобладают первые, так как с карбонатными породами интрузии эти почти нигде не соприкасаются.

В составе роговиков главную роль играют биотит, роговая обманка, андалузит, реже кордиерит и наиболее распространены, по Л. А. Варданянцу, роговики—биотитовые, биотитово-роговообманковые, андалузитовые и андалузитово-кордиеритовые. В составе скарнов (типа телеконтактовых образований) установлены гранат, диопсид, геденбергит, везувиан, лиеврит, эпидот и др. Следует подчеркнуть, что для контактового ореола интрузий теплинского типа характерно почти полное отсутствие вторичных кварцитов.

Широко проявились здесь процессы поствулканического изменения как вмещающих пород, так и самих интрузий. Ведущую роль играют здесь турмалинизация с последующей мусковитизацией и пропилитизация, сопровождающиеся сульфидным рудоотложением. По возрасту эти процессы, по Л. А. Варданянцу, моложе или одновременны с дацитами. Характерной геохимической особенностью неоинтрузий теплинского типа является, по указанному автору, изобилие турмалина и отсутствие флюорита в составе минеральных ассоциаций контактового, поствулканического (гидротермального) и рудного ореолов.

В северо-западной части Большого Кавказа выходы раннемиоценовых интрузий констатируются во многих пунктах. В верховьях бассейна р. Кубани отмечаются ряд интрузий андезита по р. Дауту

(А. П. Агалин, 1929), а по правому склону ущелья р. Хурзук—небольшие дацитовые дайки (С. П. Соловьев, 1947).

К молодым породам относятся, по-видимому, также дациты хребта Дженту (верховья р. Б. Лабы, район р. Бескеса), а также дайки андезитов и дацитов в гранитах хребта Чугуш и на участке Чехашха и Бзым (Г. М. Ефремов, 1941).

Весьма интересные новые данные о послеюрском магматизме северо-западного Кавказа приведены в работе Г. Д. Афанасьева и А. М. Борсука (1959).

До 1955 г. западное окончание Главного Кавказского хребта (верховье рек Пшиша, Пшехи, Туапсинки) было принято считать районом развития юрской флишевой толщи (свита Гойтх, выделенная О. С. Вяловым) и подчиненной ей серии кварцевых порфиров, их туфов и туффитов (свита г. Индюк). Г. Д. Афанасьевым (1955) было показано, что породы, слагающие г. Индюк, представляют своеобразные «экструзивные» тела гранитоидного состава, прорывающие нижнеюрскую флишевую толщу, и более молодые, чем вмещающие их сланцеватые глины тоара-аалена.

Дальнейшие детальные исследования Г. Д. Афанасьева и А. М. Борсука (1959) показали широкое развитие в этом районе разнообразных интрузивных образований, возрастная последовательность которых представляется в следующем виде:

1—диабазовые порфириты района сел. Малое Псеушхо;

2—интрузии гранодиорит-порфиров (кварцевые порфиры), видимо, нижнемелового возраста;

3—экструзии гранитоидов типа г. Индюк; по данным абсолютного возраста (110—90 млн. лет) могут быть отнесены к верхнему мелу;

4—комплекс субщелочных габброидов (эссекситы, кринаниты, тешениты ?);

5—экструзия натриевых порфиров близ ст. Кривенковской;

6—эруптивная брекчия («водораздельная»), сложенная трахитовыми туфами, обломками более ранних пород и кайнотипных трахитов (бостонитов).

Определения абсолютного возраста трахитов дают цифры от 60 до 30 млн. лет, что отвечает эоцено-миоценовому времени.

Условия залегания гранодиорит-порфиров и гранитоидов типа г. Индюк и их структурные особенности противоречат, по Г. Д. Афанасьеву, принятому в геологической литературе по Западному Кавказу представлению, что указанные гранодиорит-порфиры (кварцевые порфиры) являются покровами, синхронными юрской флишевой толще. Гранитоиды сопровождаются своей жильной серией—аплитовидными породами, также имеющими своеобразную структуру и сложение.

Комплекс габброидов повышенной щелочности наиболее полно развит в бассейне р. Кушинко, где наглядны и взаимоотношения этого комплекса с другими геологическими формациями района исследований. По заключению указанных авторов возраст габброидов не древнее эоцена и не моложе миоцена.

Жильные габброиды (эссекситовые габбро, кринаниты?) представляют плотные, массивные, полнокристаллические породы темного, почти черного цвета с порфировыми вкрапленниками плагиоклаза и пироксена. Структура порфировая, основная масса габброидная, состоящая из плагиоклаза, моноклинного пироксена (титан-авгита), небольшого количества биотита и оливина, акцессорные минералы представлены—апатитом, магнетитом, ильменитом, а вторичные—хлорит-серпентином, хлоритом, карбонатом, цеолитом (сколецитом?).

Плагиоклаз зональный, составляет до 60% всей массы поро[illegible];

центральная часть крупных вкрапленников отвечает по составу № 90, а периферическая—№ 62—70.

По своему химизму, минеральному составу и геологическому положению эти породы ближе всего к щелочным габброидам типа кринанитов (?) или некоторых оливиновых тешенитов (?). Сходны с некоторыми тешенитовыми породами Гурии (оливиновые тешениты Варнет и Охеро, описанные Д. С. Белянкиным), где для них доказывался позднеэоценовый возраст.

В Центральном Кавказе известны жильные, анальцимсодержащие диабазы из окрестностей сел. Тубенель (А. П. Лебедев, 1950). Некоторые разновидности пород диабазовой формации массивов Тепли и Адай-хох сходны с габброидами Северо-Западного Кавказа.

Субщелочные габброиды экструзий (Кушинко) представляют плотные, серовато-черные, с зеленоватым оттенком породы порфирового сложения. Выделяются вкрапленники плагиоклаза (№ 60; 1 х 1,5 *см*), слагающие 16% породы; основная масса сотоит из микролитов плагиоклаза и пластинок ильменита, погруженных в криптокристаллический мезостазис. Иногда в породах присутствует небольшое количество биотита и часты округлые пустоты, выполненные цеолитом и карбонатом.

Трахитоидные породы встречены в различных эруптивных брекчиях; выделяются лейкократовые трахиты, витрокринаниты, натриевые трахитоидные полнокристаллические породы, практически не содержащие калия (альбит-олигоклазовые), натриевые породы, бостониты (мономинеральные породы, состоящие из призматических кристаллов санидиноподобного анортоклаза). Встречены обломки биотитовых пироксено-амфиболовых трахилипаритов, тождественных трахилипаритам Пятигорского района; их абсолютный возраст оказался равным 30 млн. лет (Г. Д. Афанасьев и А. М. Борсук, 1957). Наблюдаются также валуны и глыбы (1,5 *м*) санидиновых трахитов, анортоклазовых трахитов (без темноцветных компонентов), лейкократовых биотитовых трахитов (трахилипаритов) с санидином, биотит-плагиоклаз-санидиновых трахитов и других аналогичных по составу пород. Большинство трахитовых пород имеет, по указанным авторам, типично выраженную микролитовую трахитовую структуру; нередки порфировые структуры с полнокристаллической мелкозернистой массой. Встречены также породы андезитового, андезито-базальтового и дацитового состава.

В этих же районах трахиты и другие кайнозойские эффузивы, наряду с породами нижнего структурного яруса, встречены в составе брекчий и брекчиевидных горизонтов неясного генезиса (г. Два брата и др.).

Из вышеизложенного явствует, что в пределах осевой зоны Северного Кавказа развита разнообразная и разновозрастная серия пород основного состава, относимая обычно к юрской вулканогенной формации. Среди них, несомненно, достаточно широко распространена ассоциация повышенно щелочных с цеолитами габброидных пород третичного возраста.

На основании вышеприведенных данных о распространении и морфологии неоинтрузивных образований можно сделать вывод, что в Большом Кавказе на громадном протяжении (около 400 *км*) на сравнительно небольшой глубине залегают интрузивные тела (батолиты ?), у которых эрозией вскрыты лишь верхние горизонты (крипто- и акробатолитовые, по В. Эммонсу).

Материалы по Кавказу, включая щелочные породы Грузии и Армении, несомненно, принесут новые интересные факты для проблемы щелочных пород.

В восточной части Большого Кавказа, на территории Южного Да-

гестана; развит второй комплекс «неоинтрузивных» пород, распространенный в бассейнах рр. Самура и Ахты-чай. Представлены они как основными (габбро и габбро-диабазы), так и кислыми (кварцевые диориты, гранит-порфиры, сиенито-диориты) разностями. Г. М. Заридзе также предположительно относит их к юре, нами они по региональным данным считаются третичными (раннемиоценовыми, см. выше).

В междуречье рр. Белокан-чай и Мазым-чай Р. Г. Султанов (1956) а также Э. Ш. Шихалибейли совместно с В. Е. Ханным встретили дациты, прорезающие образования бата, байоса и верхнего альб-сеномана. Возраст этих пород указанные авторы склонны считать плиоценовым; по нашему мнению, они относятся к интрузиям Теплинского типа (аналог дацитов Калько), т. е. являются раннемиоценовыми.

На южном склоне центральной части Главного хребта в пределах Сванетии развиты молодые интрузивные полнокристаллические гипабиссальные породы, секущие складчатость. Это трещинные интрузии заключительного этапа развития геосинклинальной области. Состав их гранит-гранодиоритовый (г. Цурунгал, в верховье рек Корельдаш, Усахело, Чорох, Тотельдаш и Мачхапари), с ними связаны арсенопиритовые месторождения.

Интрузии (дайки) обычно приурочены к нарушениям, параллельным Главному надвигу; мощность даек 4—15 *м*, длина—несколько километров. Состав и структура пород изменчивы; здесь констатированы: 1—микродиориты и кварцевые микродиориты, 2—меланократовые диорит-порфириты, 3—кварцевые диорит-порфириты и 4—гранодиорит-порфиры.

Гранитоидные породы слагают интрузии нередко секущие (Ушба-Эцерская интрузия) Главный надвиг. Представлены двумя фациями пород: центральные части массивов сложены гранит-порфирами, порфировидными гранитами и двуслюдяными гранитами, а краевые части—гибридными разностями средней основности: гранодирит-порфирами, адамеллитами, кварцевыми диоритами, диорит-порфиритами и плагиогранитами.

Жильные гранитоиды (дайки 0,5—2—6 *м*) представлены: 1—лейкократовыми жильными гранитами и гранит- порфирами, 2—кварцевыми порфирами, 3— аплитовидными гранитами, 4—аплитами и 5—пегматитами.

Определения абсолютного возраста гранитоидов показали цифру около 48 млн. лет, что отвечает позднему эоцену.

Среди гранитов массивов наибольшим распространением пользуются гранит-порфиры. Они представляют мелкозернистые породы порфировой структуры, переходящей местами в порфировидную. Минеральный состав: кварц, анортоклаз, плагиоклаз (№ 15—28), биотит (Ng=1,688); акцессории—циркон, апатит, сфен, турмалин, рутил и вторичные—альбит, кальцит, эпидот, цоизит.

Порфировидные граниты являются разновидностью гранит-порфиров, с которыми связаны постепенными переходами. Двуслюдяные граниты слагают Чорохский массив; состав идентичен таковому гранит-порфиров, отличаясь наличием мусковита и единичными зернами касситерита.

В результате контактового воздействия на вмещающие различные по составу образования вокруг массивов образуются различные контактово-метаморфические породы: мигматизированные роговики, андалузит-кордиеритовые биотитовые роговики, кварцево-слюдяные сланцы, пятнистые сланцы, серицито-хлоритовые филлиты и т. д (И. И. Кикнадзе, 1963).

Во всех молодых интрузивных породах района Na_2O преобладает

на K_2O; вероятно, большая часть калия связана в биотитах. Многие разности пород пересыщены глиноземом по сравнению со средними типами. Наличие большого количества лейкократовых разностей пород позволяет считать исходную магму лейкократовой.

По содержанию акцессорных петрогенных элементов (Ba и Sr) отличаются палеозойские и третичные гранитоиды. Первые из них обычно богаче барием, чем вторые; вместе с тем полевые шпаты в древних гранитах отличаются повышенным содержанием Ba, а в молодых— сравнительно высоким содержанием Sr. Особенно богаты стронцием плагиоклазы.

Элементы группы железа V, Cr, Ni и Co установлены в большинстве магматических пород района. Из них Cr, Ni и Co являются ведущими микроэлементами для диабазов, диабазовых порфиритов и молодых интрузивных пород первой фазы (И. И. Кикнадзе, 1963).

Среди обнаруженных акцессорных металлогенных элементов обнаружена группа, характерная лишь для молодых интрузивных пород: Ge, Sn, As, Sb, Ag, Bi Mo и W; из них наиболее характерными для указанных пород являются мышьяк и олово. Последнее появляется только в грейзенизированных разностях гранитов или в разностях пород, сильно пересыщенных глиноземом.

С молодыми интрузиями генетически связаны месторождения мышьяка, а также рудопроявления олова, молибдена, сурьмы и медно-пирротиновых руд. При этом с гранит-порфирами, лейкократовыми жильными гранитами и кварцевыми порфирами ассоциируют арсенопирит-молибден-вольфрамовые оруденения, а дайки гибридных диорит-порфиритов и гранодиорит-порфиров часто контролируют медно-пирротиновые и полиметаллические рудопроявления.

Числовые характеристики химических анализов раннемиоценовых интрузивных пород теплинского пояса Большого Кавказа и других районов приведены на векторной диаграмме (рис. 30). Ввиду комагматичности указанных интрузивных пород с эффузивным комплексом пород олигоценового магматического цикла, на рис. 28 и 29 приведены для сопоставления числовые характеристики пород олигоценовой вулканогенной толщи Большого (рис. 28) и Малого Кавказа (рис. 29).

К раннемиоценовому времени следует отнести с некоторой долей условности (см. ниже) тешениты Западной Грузии и ущелья р. Иори.

Данные о тешенитах Западной Грузии впервые встречаются у С. И. Симоновича, Л. Ф. Бацевича и А. И. Сорокина (1875). Впоследствии эти жильные породы некоторыми исследователями описывались как диориты, диабазы и базальты. Подробное петрографическое описание этих уникальных пород имеется в статьях Д. С. Белянкина и В. П. Петрова (1940, 1945), а также Б. Р. Беликова (1935) и А. П. Герасимова (1931). Наиболее полной по тешенитам Западной Грузии является сводная работа Н. И. Схиртладзе (1943).

Среди тешенитов Западной Грузии констатированы разности: баркевикитовые (сел. Чквиши) и авгит-баркевикитовые (сс. Кведатавра, Патара-Они).

Наиболее крупные интрузии находятся у сел. Чвиши и Курсеби.

Баркевикитовый тешенит сел. Чквиши слагает пластовую жилу (300 х 15 *м*) среди глинистых сланцев олигоцена.

Порода среднезернистая, серого цвета, со слабо зеленоватым оттенком. Различаются игольчатые кристаллы роговой обманки, образующие иногда скопления, а также биотит и цеолиты.

Структура порфировая, основная масса диабазовая; минеральный

состав: анортоклаз, плагиоклаз (№ 48—54), биотит, титан-авгит, баркевикит, анальцим, пирит и ильменит.

Курсебский тешенит слагает мощную (свыше 100 *м*) пластовую интрузию в батских сланцах. Состав ее меняется от центра к периферии.

В центральной части интрузии порода плотная крупнозернистая, светло-серого, иногда темно-серого цвета.

Структура породы диабазовая, минеральный состав: плагиоклаз (№ 53—60), анортоклаз, анальцим, натролит, томсонит, пренит, биотит, роговая обманка, титан-авгит, оливин (редко); акцессории—апатит, магнетит, пирит и ильменит, вторичные—эпидот, кальцит, пелитовые продукты.

В периферических частях интрузии, как в висячем, так и в лежачем боку, породы становятся мелкозернистыми и меланократовыми. Наряду с появлением баркевикита увеличивается количество биотита и анортоклаза; в центральной части интрузии баркевикит уступает место титан-авгиту. Таким образом, центральную часть интрузии слагает авгитовый тешенит, а периферическую—авгит-баркевикитовый тешенит.

В Кутаисском и Ткибульском районах, главным образом в областях распространения тешенитов, встречаются камптониты, монцониты и эссекситы, образующие пластовые жилы в нижнебатских сланцах, иногда эти жилы секут тешениты и в одном случае—кварцевый диорит.

Г. С. Дзоценидзе (1948) считает эссекситы интрузивными эквивалентами трахидолеритовых эффузивов верхнеюрской пестроцветной свиты. Г. М. Заридзе (1961) условно считает эти жилы синхроничными тешенитам на основании их петрографического сходства и одинаковых условий залегания.

В окрестностях гор. Кутаиси развиты дайки, сложенные роговообманковыми диоритами, диорит-порфиритами; в одном пункте встречен также авгитовый кварцевый диорит.

Возраст даек устанавливается Г. С. Дзоценидзе (1948) на основании соотношения их с нижнемеловыми отложениями и жилами камптонита и мончикита, как домончикитовый. Поскольку некоторые исследователи считают мончикиты послесарматскими (связанными с штирийской фазой), то возраст указанных даек можно отнести к раннемиоценовому времени (связывая с новоштирийской фазой), так как внутрисарматские фазы являются незначительными.

Тешениты ущелья р. Иори слагают пластовую интрузию, подчиненную верхнемеловым отложениям к югу от сел. Мажалояни. Видимая мощность интрузии 53 *м*. Породы хорошо описаны А. П. Герасимовым (1931) по материалам А. Н. Рябинина (1916).

Среди интрузии различается несколько разновидностей; в нижней ее части порода плотная, базальтовидная, с черными иглами роговой обманки, величина которых к висячему боку интрузии уменьшается. Порода в отдельных случаях обнаруживает сферическую отдельность. Химические анализы указывают на большую кислотность центральной части интрузии по сравнению с периферической ее частью.

А. П. Герасимов отмечает, что анальцим тешенитов р. Иори, так же как и некоторых других анальцимсодержащих пород, мог образоваться как в поверхностных зонах земной коры, без участия постмагматических процессов, так и в условиях высокой температуры и давления, в так называемый «гистеромагматический» период развития магматического процесса. Г. М. Заридзе (1961), разбирая этот вопрос, полагает, что анальцим в тешенитах р. Иори, по-видимому, является продуктом натриевого метасоматоза.

В тешенитах р. Иори среди других вторичных процессов следует от-

метить амфиболитизацию, захватывающую баркевикит и частично титан-авгит, а также альбитизацию основного плагиоклаза.

Вопрос о возрасте тешенитов Западной Грузии и Кахетии (р. Иори) является до сего времени спорным. И. Г. Кузнецов (1940) и Н. И. Схиртладзе (1943) считали эти породы третичными. Другие исследователи определяли тешениты как корни эффузивов туронских анальцимовых базальтов и трахибазальтов (свита Мтавари и др.). Впоследствии выяснилось, что жилы тешенитов районов селений Патари-Они секут олигоцен, а Чквиши и Кведа-Тавра—секут караган, почему они были отнесены Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили (1947) к корням покрова анальцимового базальта сел. Наманеви, перекрывающего сармат. Указанные авторы, основываясь на сходстве петрографического состава тешенитов всех указанных районов, считают их одновозрастными образованиями, представляющими корни и непрорвавшиеся на поверхность интрузии верхнемиоцен-плиоценовых анальцимовых базальтовых эффузий.

Сопоставление региональных данных по этому вопросу позволяет настаивать на их раннемиоценовом (послемайкопском) возрасте. Необходимо добавить, что, вероятно, имеются подобные образования и позднеэоценового времени.

На Малом Кавказе раннемиоценовые интрузивные породы констатированы в Аджаро-Триалетской, Армянской и Нахичеванской тектонических зонах; в Сомхетско-Ганджинской зоне они не встречены.

В Ахалцихском районе констатирован весьма интересный комплекс жильных пород, состоящий из камптонитов, мончикитов и тешенитов. В одном пункте (сел. Пересцихе) встречены диабазы.

Первые сведения о существовании жильных пород в Ахалцихском районе встречаются в работе Б. Ф. Мефферта (1930), который отмечает, что дайки, имеющие значительную мощность и протяженность, секут в районе сс. Сакунети и Копадзе породы верхнего эоцена, а севернее гор. Ахалциха—породы олигоцена. Поэтому автор правильно увязывает образование этих жильных пород с раннемиоценовой складчатостью.

Камптониты встречены в районе сел. Копадзе. Порода тонкокристаллическая, равномернозернистая. Слагает центральную часть жилы; к периферии переходят в плотные меланократовые мончикиты. Бесцветная составная часть камптонитов сильно видоизменена; за ее счет образовались цеолиты, представленные анальцимом, натролитом и томсонитом.

Порода содержит многочисленные цветные минералы: авгит, оливин и биотит, а также плагиоклаз (№ 65—67) и фельдшпатид. Значительно большее распространение имеют тешениты; встречены они в районе сс. Цниси, Варенти, Аспиндза, Ахашени, Гобиети, Мусха, Цхалтбили, Охера. Наибольший интерес представляют тешениты сел. Цниси. В отличие от выхода сел. Копадзе тешениты занимают большую центральную часть интрузивного тела; переход от тешенитов к камптонитам постепенный. Здесь имеются мелкие (до 1 *см*) жилы тешенит-аплита, едва отличающиеся от вмещающих пород.

Тешениты представляют аплитовую породу, которая характеризуется преобладающим содержанием анортоклаза. Плагиоклаза мало, он образует ядро анортоклаза и большей частью замещен цеолитом. В породе содержатся также роговая обманка, моноклинный пироксен, магнетит, сфен и апатит.

Тешенит окрестностей сел. Сакунети состоит из анортоклаза, плагиоклаза (№ 74—80), биотита, баркевикита, титан-авгита, оливина (очень редко), анальцима, натролита, томсонита (или брюстерита),

ильменита, апатита, сфена и, возможно, санидина, магнетита или титаномагнетита

Мончикиты встречены в районе гор. Ахалцихе. Структура породы порфировая; минеральный состав: биотит, авгит, оливин и апатит; в основной массе много мелкоагрегатного слюдисто-хлоритового вещества, полностью замещающего стекло.

Мончикиты секутся здесь мелкими (1—2 *см*) жилками тешенита, напоминающего по облику баркевикитовый тешенит сел. Копадзе. Порода содержит: плагиоклаз (№ 56), окаймленный анортоклазом, замещающие его цеолиты (анальцим и гейландит), биотит, авгит. Цеолиты встречаются и самостоятельно.

Среди жильных пород гор. Ахалцихе встречаются преимущественно цеолитовые породы. Только в одном случае (диабаз сел. Пересцихе) цеолит отсутствует.

Касаясь генезиса анальцима, Г. М. Заридзе (1961) придерживается взгляда о вторичном его происхождении—за счет плагиоклаза. По мнению указанного автора, тешенит с диабазовой структурой представляет цеолитизированный диабаз, а с габбровой—цеолитизированное габбро и т. д.

В отношении возраста тешенитовых пород Ахалцихского района Г. М. Заридзе (1961) склонен относить их условно к верхнему миоцену—плиоцену.

Контактовое воздействие описанных жил (у сс. Копадзе и Цниси) на вмещающие породы незначительное. Ширина контактовой полосы до 3—3,5 *м*; контактовая порода характеризуется плотными шаровидными скоплениями, выпадающими при выветривании из породы. Сложена углистым веществом, бурым агрегатом биотита, крупными столбчатыми кристаллами моноклинного пироксена, а также крупными порфиробластами томсонита.

В северо-западной части Аджаро-Триалетской зоны—в Гурийской подзоне—Н. А. Канделаки (1946) выделил своеобразную трахитовую свиту, являющуюся переходной между фациями олигоцена Грузинской глыбы и Аджаро-Триалетской системы.

Эта вулканогенная свита, трансгрессивно перекрывающая среднеэоценовую вулканогенно-осадочную свиту, отнесена Г. С. Дзоценидзе (1948) к верхнему эоцену. По нашим данным, она представляет нижний олигоцен, являясь возрастным аналогом эффузивов Персати (Пирсагат).

Указанная свита сложена светлыми биотитовыми, санидиновыми и анальцимовыми трахитами и их туфами, прослаиваемыми биотитовыми туфопесчаниками, песчанистыми глинами, мергелями, а также щелочными авгит-биотитовыми тефритами, гиалобазальтами, андезито-базальтами и их туфами. Мощность свиты около 200—250 *м*.

Несомненно, комагматичными с эффузивными породами свиты являются интрузивные образования этой подзоны, представленные дайками анортоклазового трахита (сс. Чинати, Кончкати и Беглеби), цеолитизированного габбро (сел. Акети), базальта (сс. Тхинвали и Богила).

Трахиты представляют пористую породу от светло- до темно-серого цвета; поры выполнены цеолитом и кальцитом; структура порфировая, трахитовая основная масса состоит из сильно разрушенных микролитов полевых шпатов, авгита и хлоритизированного стекла. Вкрапленники представлены андезином (цеолитизированным), калиевым полевым шпатом, авгитом и биотитом.

Цеолитизированное габбро района сел. Акети слагает дайку (50 *м*) среди олигоценовых глин. Порода среднезернистая, слабо

порфировидная вследствие наличия довольно крупных кристаллов оливина и авгита. Минеральный состав: плагиоклаз (зональный, в центре № 85—90, по краям № 20), авгит, оливин, бурая роговая обманка, цеолиты. Порода близка в тешениту, отличаясь от него содержанием оливина и меньшим количеством цеолитов (анальцима и томсонита).

Имеются указания о нахождении в ущелье р. Супсы также анальцимового сиенита и анальцимового монцонита (секущего первый). Эти интрузивные породы по химическому и минеральному составу обнаруживают родство с трахитами и тефритами.

Из вышеприведенной характеристики пород Грузии явствует, что на этой сравнительно небольшой площади наблюдается большое разнообразие пород, обусловленное, по Г. М. Заридзе (1961), главным образом наложенными процессами, которые претерпели относительно одинаковые базальтовые и габбровые породы.

Господствующими вторичными процессами являются: цеолитизация плагиоклаза и стекла, калишпатизация, серпентинизация оливина, бовлингитизация (выполнение пор), магнетитизация и хлоритизация стекла и авгита.

Таким образом, эти базальты как составом исходной породы, так и последующими процессами напоминают молодые базальты, развитые на Грузинской глыбе. Разница заключается в большем развитии в Гурии трахитовых и близких к ним пород.

Геологические данные указывают на совпадение (в целом) их возраста.

В центральной части Малого Кавказа находится крупная (90 *км*²) геологически хорошо датируемая раннемиоценовая гранитоидная интрузия—Далидагская. Массив располагается в наиболее высокой части нагорья, глубоко эродирован, благодаря чему обнажен на 1,5—2 *км* от приапикальных его частей вглубь. Интрузия вытянута в широтном направлении на водоразделе рр. Тертер и Гочас-чай (притока р. Акяра). Сложена она гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, кварцевыми сиенитами и сиенит-диоритами с их порфировыми разностями. Характерной чертой гранитоидов является преобладание K_2O над Na_2O, общая лейкократовость пород, их порфировидный облик и отсутствие пегматитов.

С интрузией связаны гидротермальные молибденовое, медное и полиметаллические рудопроявления.

В общем Далидагский массив является не только полифациальным, но и полифазным; образован он в основном сравнительно бедными кварцем типами пород. Диориты и граносиениты явно тяготеют к контактам с известняками верхнего сенона, но отмечены также в непосредственной близости к вершине Дали-даг (3629 *м*).

Далидагский массив образовался в две фазы внедрения. Первая из них средней кислотности (сиенит-диоритовая) и представлена следующими дифференциатами: 1—авгито-роговообманковыми сиенит-диоритами; 2—кварцевыми сиенито-диоритами (лейкократовыми); 3—роговообманково-кварцевыми сиенит-диоритами и 4—порфировидными кварцевыми сиенит-диоритами.

Ко второй фазе относятся более кислые дифференциаты гранитоидов: 1—граниты, гранит-порфиры, гранит-аплиты; 2—гранодиориты и гранодиорит-порфиры; 3—адамеллиты, адамеллит-порфиры и адамеллит-аплиты; 4—кварцевые сиениты, в том числе лейкократовые, роговообманковые, роговообманково-биотитовые и порфировидные разновидности.

Породы первой фазы Далидагской интрузии отличаются от пород

второй фазы преобладанием плагиоклаза над ортоклазом, меньшим содержанием кварца, повышенным количеством магнетита.

Среди пород первой фазы преобладают кварцевые сиенит-диориты и сиенит-диориты.

Среди пород второй фазы Далидагского интрузива превалируют биотитовые граниты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры, граносиениты, кварцевые диориты, биотитовые кварцевые сиенит-порфиры, а также разнообразные жильные разновидности указанных пород.

Главным типом пород, образующих массив, является гранодиоритовый. Остальные разновидности характеризуют те или иные отклонения от общего хода дифференциации кислой магмы. Однако в условиях наблюдающегося ныне эрозионного среза массива существенное место принадлежит также и граносиенитовой ветви дифференциатов, в особенности кварцевым сиенитам.

Кварцевые сиенит-диориты. Порода светлого и сероватозеленоватого цвета, мелкозернистая. Структура гипидиоморфнозернистая; минеральный состав: плагиоклаз (№ 37), ортоклаз, роговая обманка, кварц, биотит; акцессории—апатит, сфен, и рудный минерал, вторичные—хлорит, цоизит, эпидот, серицит, кальцит и глинистые продукты.

Строение породы с точки зрения распределения различных компонентов является крайне неоднородным, что, возможно, указывает на ее гибридный характер.

Малораспространенной разновидностью кварцевых сиенит-диоритов первой фазы является порфировидная их разность; по минеральному составу отличается несколько меньшим содержанием ортоклаза, структура гранитпорфировая.

Сиенит-диориты. Порода меланократовая, средне- и мелкозернистая, окрашенная в темные, зеленоватые тона. Структура гипидиоморфнозернистая, минеральный состав: плагиоклаз (№ 40—42), ортоклаз, пироксен (уралитизированный), биотит; акцессории—магнетит, сфен, апатит и вторичные—хлорит, эпидот, цоизит, кальцит, серицит.

Наряду с указанными породами в отдельных участках массива отмечаются и авгито-роговообманковые диориты, нередко уралитизированные и хлоритизированные.

В описанных породах сиенит-диоритового типа, при довольно большом содержании (7,54%) щелочей, K_2O преобладает над Na_2O. Содержание Al_2O_3 и других компонентов хорошо отвечает типу породы, переходной от нормальной, щелочноземельной к существенно щелочной.

Гранодиориты массива связаны теснейшим образом с гранитами, с одной стороны, и более основными дифференциатами—кварцевыми диоритами—с другой. Породы розоватых или зеленоватых оттенков при общем сером фоне; средне- и крупнозернистые.

Гранодиориты представлены двумя мало отличающимися разновидностями—биотитовыми и авгитово-биотитовыми. Минеральный состав: плагиоклаз (андезин), калиевый полевой шпат, кварц, биотит, авгит, мусковит и в некоторых разновидностях вторичные продукты—хлорит, эпидот, цоизит и др.

Плагиоклазы обычно близки к центральному андезину, иногда зональные (с увеличением основности к центру). Калиевый полевой шпат трех типов: 1—с углом оптических осей около 60—62°, при характерной моноклинной ориентировке; 2—ортоклаз-микропертит, 3—с углом 2V меньшим 58°. Как правило, полевошпатовая часть гранодиоритов сильно изменена вторичными процессами.

Кварцевые диориты. Структура породы гипидиоморфнозернистая; минеральный состав: преобладающий (66,5%) плагиоклаз

(№ 35), ортоклаз, кварц, роговая обманка, биотит; акцессории—магнетит, апатит, вторичные—хлорит, эпидот.

Жильная фация Далидагского интрузива изучена еще недостаточно. Пока установлено несколько типов собственно жильных пород и пород, представляющих собой шлировые выделения в массиве. Дайковые породы представлены авгито-роговообманковыми диоритами, кварцевыми сиенит-аплитами, кварцевыми сиенит-диоритами, диоритовыми порфиритами, микрогаббро (беербахитами) и микродиоритами.

С Далидагской интрузией связаны явления пироконтакта, выразившиеся, главным образом, в мраморизации сенонских и палеогеновых известняков, и в частичном скарнировании их, а также в широкой силицикации вмещающих пород.

В высокотемпературные стадии образовались гранатовые, гранато-диопсидовые или волластонитовые разности, но впоследствии, после понижения температуры, выкристаллизовались кварц или кальцит, которые цементируют зерна граната. В среднетемпературную стадию образовались эпидот- и амфиболсодержащие контактовые породы. К низкотемпературной стадии относятся образования кварца, кальцита, каолина, пирофиллита, хлорита (М. А. Кашкай и А. И. Мамедов, 1954).

К гидротермальной стадии магматического процесса относятся образования сульфидов и жилы кварца. Из сульфидов наиболее распространены пирит, пирротин и галенит.

Кварц, кальцит, сульфиды проявляются в нескольких генерациях. В этом отношении наибольший интерес представляет кварц; для контактовых участков Далидагской интрузии можно определить, по М. А. Кашкаю, восемь модификаций кремнезема или генераций кварца.

Следующая группа раннемиоценовых гранитоидных интрузий находится к юго-западу от Дали-дага в бассейнах среднего и верхнего течений рр. Арпа и Воротан.

В бассейне р. Арпа констатированы многочисленные выходы интрузивных пород, объединяемых в так называемую Даралагязскую (Айоцдзорскую) группу. Эти выходы сосредоточены в семи районах: 1—Джермукском, 2—Кущинском, 3—Гюмушханском, 4—Чайкендском, 5—Каялу-Коярчинском, 6—Газминском и 7—Аярском (Э. Г. Малхасян, 1965). Все интрузии находятся в одной тектонической зоне (южной части Армянской зоны); одни из них расположены среди эоценовых отложений, другие прорывают вулканогенные образования олигоцена (по другим авторам—плиоцена), почему относятся нами к верхнеплиоценовому-нижнемиоценовому времени (связывая их с древнештирийской орогенической фазой).

Породы, слагающие интрузивы, представлены дифференциатами гранитоидной магмы, имевшей на глубине единый магматический очаг. Площадь отдельных интрузивных тел измеряется от 0,4 до 35 *км*², составляя в общей сумме, по Э. Г. Малхасяну, около 100 *км*², при площади области около 1000 *км*².

Гюмушханская группа интрузий расположена по левобережью р. Арпа, к востоку от сел. Гндеваз; прорывают вулканогенные толщи эоцена и олигоцена. Представлены разновидностями монцонитового ряда: монцонитами, щелочными габбро, оливино-ортоклазовыми габбро и оливиновыми эссекситами, связанными между собой переходными разностями. Подчиненное положение занимают анортозиты и гранофиры.

В средней части территории описываемой группы интрузивов развиты типичные монцонитовые породы, переходящие к периферии в более основные габброидные разности.

Монцониты представляют средне-крупнозернистые породы серо-зеленоватого цвета. Структура монцонитовая, местами переходящая

в гипидиоморфнозернистую. Минеральный состав: плагиоклаз (№ 39—41), анортоклаз, авгит, биотит; акцессории—апатит, циркон, магнетит и вторичные—хлорит, эпидот, серицит, карбонат.

Под названиями оливино-биотито-ортоклазовое габбро и оливиновые эссекситы выделяются разности, связанные между собой постепенными переходами. Они отличаются количественными вариациями одних и тех же минералов. Химический состав этих пород указывает на их гибридный характер.

Анортозиты и гранофиры генетически связаны с тем же магматическим очагом, но, по-видимому, внедрились из более глубоких его частей еще в период становления интрузии, о чем свидетельствует отсутствие резких контактов с вмещающими габброидами.

Контактовое воздействие гюмушханской группы интрузий на вмещающие породы выражено отчетливо и представлено: 1—кварц-полевошпатовыми и полевошпат-пироксеновыми роговиками, 2—вторичными кварцитами и 3—алунитами.

Кущинская группа интрузий расположена по левобережью р. Арпа, к юго-востоку от сел. Кечут. Сюда входят пять выходов изометрической формы, площадью до 10,3 *км*^{2}, принадлежащих, видимо, к одному интрузивному телу.

Породы серого, светло-серого и светло-розоватого цвета мелко- и крупнозернистые. Структура монцонитовая, местами переходная к гипидиоморфнозернистой.

Породы в основном имеют монцонитовый состав с переходами от монцонитов к кварцевым сиенитам и граносиенитам. Минеральный состав: плагиоклаз (№ 34—37), ортоклаз, гиперстен, роговая обманка, биотит, кварц; акцессории—апатит, циркон, магнетит и вторичные—хлорит, эпидот.

Контактовое воздействие интрузии с вулканогенными породами олигоцена выразилось в образовании турмалин-полевошпатовых роговиков, а также вторичных кварцитов.

Джермукская группа интрузий расположена по левобережью р. Арпа в треугольнике между курортом Джермук, сел. Кечут и развалинами сел. Зирак. К этой группе относят также небольшой выход аналогичных пород в районе сел. Гедикванк.

Интрузивные тела прорывают вулканогенную толщу олигоцена. Главный массив в северной части представлен породами гибридного характера (оливин-биотитовыми габбро, габбро-диоритами и пироксеновыми диоритами), фациально связанными друг с другом. В южной части массива благодаря большему эрозионному срезу обнажаются породы, не подвергшиеся процессу гибридизма.

Несколько обособляются породы, обнажающиеся в 1 *км* к юго-востоку от кур. Джермук, слагающие небольшой выход (800 *м*^{2}), представленный кварцевыми сиенитами и граносиенитами.

Оливин-биотитовое габбро составляет преобладающую часть массива; переходит в габбро-диориты и пироксеновые диориты.

Порода темно-серого цвета, средне-крупнозернистая; структура офитовая или гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав: плагиоклаз (№ 50—60), оливин, авгит, гиперстен, биотит; акцессории—апатит и магнетит, вторичные—эпидот, хлорит.

Кварцевые сиениты и граносиениты. Породы среднезернистые, светло-серого или серого цвета; структура гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав: ортоклаз, кварц, плагиоклаз (№ 25—30), биотит, амфибол, пироксен; акцессорные—циркон, апатит, магнетит, вторичные—хлорит, уралит, серицит.

Химический состав гибридных пород показывает повышенное со-

держание щелочей (числа «а») и пониженное—темноцветных компонентов (числа «в»). По мере удаления от центра к периферии происходит уменьшение количества кремния и калия и увеличение содержания железа, магния, кальция и натрия.

Гедикванкская интрузия находится в верховье р. Элегис, в районе коч. Хачик, в 4 *км* к северу от сел. Гедикванк.

Интрузия эллипсоидальной формы (1,5—2 *км*²) прорывает туффиты среднего олигоцена. Сложена кварцевыми диоритами с некоторым отклонением в сторону кварцевых диорит-сиенитов.

Породы среднезернистые, серо-зеленоватого цвета, иногда с розоватым оттенком. Структура гипидиоморфнозернистая, участками гранофировая. Минеральный состав: плагиоклаз (№ 36), кварц, ортоклаз, роговая обманка, биотит; акцессории—апатит, магнетит и в большом количестве вторичные—хлорит и серицит.

Контактовое воздействие интрузии выразилось в интенсивном ороговиковании, алунитизации, каолинизации и окварцевании. Широкое развитие имеют карбонатные жилы, заполняющие трещины в породах интрузии.

Гранофировая структура, зональность плагиоклазов и широкое развитие карбонатных жил дает основание предполагать, что интрузия была сформирована на небольшой глубине.

Чайкендская группа интрузий находится к юго-востоку от сел. Чайкенд, в бассейне р. Джуль, левого притока р. Арпы; представлена четырьмя отдельными выходами эллипсоидальной формы, площадью 0,4—1 *км*². Прорывают вулканогенную толщу среднего эоцена.

Сложены интрузии разновидностями монцонитового ряда: кварцевыми монцонитами, монцонитами, биотитовыми габбро-монцонитами и др., теснейшим образом связанными между собой. Преобладают биотитовые габбро-монцониты, являющиеся гибридными разновидностями.

Породы мелко-среднезернистые, серо-зеленого цвета; структура монцонитовая и гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав монцонитов следующий: плагиоклаз (№ 40—45), ортоклаз, авгит, роговая обманка, биотит, кварц; акцессории—апатит, циркон, рудный минерал и вторичные—кальцит, серицит, уралит.

Контактовое воздействие интрузии с туфопесчаниками выразилось в образовании роговиков зеленого цвета.

Газминская группа интрузий расположена в районе горного массива Теке-Долдуран в междуречье рр. Арпа и Элегис; площадь распространения этих пород около 65 *км*², они прорывают интенсивно дислоцированную толщу осадочно-вулканогенных пород среднего эоцена.

В западной части района интрузивные породы представлены порфировидными гранитами, граносиенитами и сиенито-диоритами, а в северной и восточной частях—крупными дайкоподобными выходами кварцевых и роговообманковых диорит-порфиритов. Породы обеих частей массива являются, видимо, образованиями разновременных интрузивных фаз, генетически связанных.

Для этой группы интрузивов Э. Г. Малхасяном выделяются две фации: «собственно гипабиссальную», гранитоидные тела которой приурочены к западной части района, и «субинтрузивную», диорит-порфиритовые породы которой развиты в восточной части его.

Эти две различные фации одной и той же магмы формировались на различной глубине; превышение их по вертикали составляет не более нескольких сот метров.

Интрузивные тела и вмещающие их породы прорывают в разных местах многочисленные и разнообразные жильные породы: ми-

нетты, гранодиорит-порфиры, аплиты, микропегматиты, а также кварц-флюорит-турмалиновые и кварц-гранатовые жилы.

Диорит-порфириты. Породы светло-серого цвета, местами со слабо-зеленоватым оттенком; структура полнокристаллически-порфировая. Минеральный состав: плагиоклаз (№ 35, нередко зональный), роговая обманка, биотит, кварц, ортоклаз; акцессории—до 5%, вторичные—хлорит, кальцит, эпидот, уралит. Общая площадь распространения этих пород около 30 *км*², длина дайкоподобных тел достигает 6—8 *км*, при ширине 2 *км*.

Сиенито-диориты. Породы мелко-среднезернистые, серо-зеленоватого цвета; структура гипидиоморфнозернистая, участками гранофировая. Минеральный состав: плагиоклаз (№ 32—37), калиевый полевой шпат, кварц, амфибол, биотит, турмалин; акцессории—апатит, сфен, рудный минерал, вторичные—хлорит, эпидот, серицит.

Граносиениты. Породы мелко-среднезернистые, серого или серо-розоватого цвета. Структура гипидиоморфнозернистая, гранитная. Минеральный состав: плагиоклаз (№ 26—32), ортоклаз, кварц, биотит, пироксен, амфибол; акцессории—сфен, апатит, циркон, рудный минерал, вторичные—хлорит, эпидот, роговая обманка.

Порфировидные граниты. Форма интрузии дайкообразная, площадь около 1 *км*²; слагают скалистую обособленную вершину. Породы от серого до светло-розоватого цвета, структура порфировидная, резко выраженная. Минеральный состав: анортоклаз, кварц, плагиоклаз (№ 26—28), биотит, авгит, роговая обманка (редко); акцессории—циркон, сфен, апатит, магнетит, вторичные—эпидот, хлорит, сагенит.

Контактовое воздействие интрузивных пород гипабиссальной фации на вмещающие отложения сказалось в образовании: 1—кварц-биотит-пироксеновых и кварц-полевошпатовых роговиков, 2—вторичных кварцитов и 3—гранат-волластонитовых скарнов.

Вокруг гранитной интрузии во вмещающих туффитах отмечаются широкий контактовый ореол мощностью до 400—500 *м*.

Аярская интрузия находится на левом берегу р. Арпа. около сел. Агаракадзор южнее старинного моста Дадал; площадь ее около 2 *км*², форма эллипсоидальная, прорывает туфогенные породы среднего эоцена.

В основании интрузия сложена пироксен-биотитовыми сиенитами. Породы среднезернистые, светло-серого или серого цвета, структура гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав: ортоклаз, плагиоклаз (№ 32—34), пироксен, биотит, роговая обманка, кварц (мало); акцессории—апатит, циркон, сфен, рудный минерал и вторичные—кальцит и алунит в незначительных количествах.

Контактовое воздействие интрузива на вмещающие породы выражено слабо.

Каялу-Коярчинская интрузия расположена по обоим берегам р. Арпа в районе сс. Каялу и Сойлан. Форма ее изометрическая; прорывает туфогенные породы среднего эоцена, образуя вокруг широкий контактовый ореол, сложенный различными роговиками.

Массив хорошо дифференцирован; представлен кварцевыми сиенитами, сиенитами, сиенит-монцонитами, кварцевыми сиенит-диоритами, сиенит-диоритами, монцонит-диоритами, кварцевыми диоритами и диоритами, связанными между собой фациальными переходами.

Северная и восточная части массива сложены кварцевыми сиенитами, сиенитами и сиенит-монцонитами. Породы среднезернистые, светло-серо-розоватого цвета; структура монцонитовая, гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав: ортоклаз, пла-

гиоклаз (№ 32—36), роговая обманка, биотит, авгит, кварц; акцессории—апатит, циркон, сфен, рудный минерал и вторичные—хлорит-кальцит и изредка серицит и эпидот. В западной, южной и частично восточной частях интрузива породы его переходят в кварцевые диориты и диориты. При этом минеральный состав остается прежним, меняются лишь количественные соотношения между ними; в частности, количество ортоклаза постепенно уменьшается при возрастании содержания плагиоклаза (андезина).

Большое количество разновидностей пород массива обусловлено ассимиляцией вмещающих пород интрудированной магмой в обстановке быстрого изменения ее температурных условий в период затвердевания. По периферии интрузивный массив приобретает состав кварцевого диорит-порфирита с бластопорфировой структурой. Контактовый ореол вокруг него представлен роговиками (до 300—400 *м*); они соответствуют полевошпатово-пироксен-гранатовым и биотит-роговообманковым разновидностям. Тело массива пересечено многочисленными аплитовыми, а также сульфидными и реже кварцевыми жилами разного направления. С этой интрузией связаны многочисленные проявления свинцово-сурьмяных руд (Э. А. Сагателян, 1961).

В соответствии с интрузивными образованиями даралагязской группы находятся и их жильные разности, связанные с отдельными интрузивными фазами (Э. Г. Малхасян, 1955). Представлены они пироксеновыми порфиритами, диорит-порфиритами, аплитами и микропегматитами, гранодиорит-порфирами, минеттами. С газминскими гранитоидами связаны кварц-флюорит-турмалиновые и гранат-кварцевые и кварцевые жилы, местами оруденелые.

Кроме вышеохарактеризованных интрузивных образований Даралагяза, в этом районе в последние годы констатированы многочисленные выходы субвулканических образований, ранее обычно относившихся к эффизивному комплексу. Это несогласно залегающие в вулканогенных толщах эоцена и олигоцена столбообразные и конусообразные тела, породы которых оказывают очень слабое контактовое воздействие на вмещающие отложения. Морфологически они имеют вид конусообразных куполов с крутыми стенками. Выделяются андезито-трахитовые (более ранние) и андезито-дацитовые (также андезитовые) экструзии, породы которых отличаются повышенной кислотностью.

Интересно отметить, что породы экструзий в отличие от гранитоидных пород Даралагяза отличаются также магнитометрическими свойствами; они характеризуются высоким остаточным намагничиванием и отрицательной магнитной аномалией (Ц. Г. Акопян, 1957).

Из вышеприведенной характеристики интрузий Даралагязской группы можно заключить, что комплекс интрузивных пород этого района разделяется на три типа: 1—монцонитовый (монцониты, ортоклазовое габбро, оливиновое ортоклазовое габбро, экссекситы); 2—диорит-порфиритовый и 3—граносиенитовый (сиениты, граносиениты, порфировидные граниты). Изменение кислотности шло от основных к кислым разностям; последняя фаза была более богата летучими компонентами.

Формирование интрузий шло на небольших глубинах (гипабиссальные и субинтрузивные фации). Анализ векторных диаграмм показывает принадлежность пород к нормальному ряду гранитоидов, насыщенных SiO_2, богатых Fe, Mg, Na. Породы в общем соответствуют таковым Конгуро-Алангёзского (Мегринского) плутона. Генетически это единое образование, магматический очаг общий, интрузивный цикл один.

Металлоносность связана с первой и третьей фазами; диорит-порфиритовая фаза в рудном отношении бесплодна. Оруденение представ-

лено Pb, Zn, Sb, Cu, Au, Ag. Рудные жилы секут жильные породы; есть и пострудные смещения. Приурочены к куполовидным поднятиям и разломам общекавказского направления.

Процессы магматической дифференциации играли подчиненную роль, преобладала кристаллизационная дифференциация.

В заключение описания интрузивных образований Даралагёза (Айоцдзора) следует привести характеристику встреченной в западной части этого района весьма редкой разновидности щелочных пород—*гаюинового тефрита*; она близка к лейцитовым тефритам того же района.

Обнаружена эта порода впервые А. С. Остроумовой (1956) в районе сел. Козульджа; подчинена она вулканогенной толще (санидиновой свите) нижнего олигоцена, слагает круто падающую жилу неправильной четковидной формы, местами она раздваивается. Прослежена на протяжении около 50 *м*, мощность ее 0.3—1,5 *м*.

Макроскопически—это темная зеленовато-серая до черной базальтоидная плотная порода с мелкими до 5 *мм* вкрапленниками пироксена, плагиоклаза и роговой обманки (редко). Структура порфировая, основная масса в средней части жилы полнокристаллическая, сложена агрегатом микролитов плагиоклаза, призмочек моноклинного пироксена, роговой обманки и ксеноморфного калиевого полевого шпата, выполняющего интерстиции нередко вместе с анальцимом.

Минеральный состав вкрапленников следующий: эгирин-авгит, плагиоклаз (зональный, ядро № 77—89, на периферии № 68—70), буровато-зеленая роговая обманка, биотит, гаюин.

Гаюин встречается в виде микровкрапленников—водянопрозрачных, шестигранных, иногда округлых зерен, которые часто ассоциируют с таким же по величине выделениями апатита.

На основании минерального состава порода может быть отнесена к гаюиновому тефриту, что подтверждается и данными ее химического анализа.

Числовые характеристики химических анализов пород раннемиоценовых интрузивных пород Даралагяза приведены на векторной диаграмме (рис. 31).

Наиболее крупная гранитоидная интрузия раннемиоценового возраста находится в юго-восточной части Армении, где слагает весь бассейн р. Мегри-гет с прилегающей с запада частью Конгуро-Алангёзского хребта, почему и названа **Мегринской.** Далее к юго-востоку, по правобережью р. Аракс, интрузия эта имеет обширное развитие в пределах Иранского Карадага.

Приурочена интрузия к ядру крупной антиклинали общекавказского направления, сложенной карбонатными породами верхнего мела и вулканогенными образованиями эоцена. Указанная антиклиналь осложнена второстепенной мелкой складчатостью, а также рядом крупных разломов, неоднократно омолаживавшимися, так как они зафиксированы и в теле самого интрузива. В данном районе возраст интрузии определяется как послеэоценовый, но далее к северо-западу в Конгуро-Алангёзском хребте (г. Араджы, 3067 *м*) и в Нахичеванском районе ее сателлиты отчетливо прорывают вулканогенную толщу олигоцена.

В Мегринской интрузии (батолит) констатированы гранодиориты, сиенито-диориты, сиениты, нефелиновые сиениты, монцониты, габбро-диориты, габбро и др., а также ультраосновные породы (пикрит, апатит-магнетитовая порода).

Располагающаяся к юго-западу от Конгуро-Алангёзского хребта, в Нахичеванском районе, группа лакколитов представлена гипабиссаль-

ными порфировидными гранодиоритами, несомненно связанными на глубине с Мегринским батолитом.

С последними необходимо генетически связывать и следующие к северу интрузии правобережья р. Воротан (Базар-чай). Все они кварцево-монцонитового состава с многочисленными переходами к сиенитам, с одной стороны, и к габбро и анортозитам—с другой. Интрузии эти гипабиссального типа, представлены мелкими штоками, интрузивными залежами и лакколитами с чрезвычайно пестрым составом от сиенита до оливинового габбро, что говорит о большом значении при их формировании процессов дифференциации и ассимиляции.

Нижнемиоценовые гранитоиды Малого Кавказа вполне можно параллелизовать с подобными породами теплинского и тырныаузского комплексов Большого Кавказа. Лакколиты Пятигорья отвечают лакколитам Нахичеванского района, но породы последних представлены, однако, несколько более глубинными фациями.

Мегринский плутон является наиболее крупной сложной интрузией на территории Малого Кавказа. Формирование его происходило в результате последовательного внедрения (образования) различных по составу и фациям интрузий. Внедрению каждой фазы предшествовало затвердевание и окончательная консолидация магмы предыдущей фазы. Кислотность увеличивается от ранних к более поздним интрузивным фазам. Имеется много взглядов на количество интрузивных фаз; в настоящее время конкурируют два варианта—С. С. Мкртчяна и А. И. Адамяна. С. С. Мкртчян, на основании обширного материала личных исследований и анализа литературных данных, различает во времени формирования Мегринского плутона три фазы: 1—монцониты, гранодиориты, сиенито-диориты; диориты, габбро, щелочные сиениты и др.; 2—граниты, граносиениты, гранодиориты, банатиты; 3—порфировидные граниты и гранодиориты.

А. И. Адамян (1955) выделяет пять последовательных фаз внедрения магмы: 1—габброидные породы, 2—монцонитовые породы, 3—лейкократовые среднезернистые граниты, гранодиориты, граносиениты и турмалиновые граниты, 4—порфировидные граниты и гранодиориты и 5—гранодиорит-порфиры (малые интрузии). Кроме того, указанный автор выделяет здесь интрузию палеозойского возраста, относя к нему гнейсовидные лейкократовые граниты и гранодиориты низовья р. Малев (А. И. Адамян, 1949), которую предыдущие исследователи считали третичной.

По данным С. С. Мкртчяна (1958), породы, отнесенные А. И. Адамяном к первым двум фазам, следует рассматривать как продукты 1-й (монцонитовой фазы, а 5-я фаза его—«малые интрузии»—относятся к жильным породам, сопровождающим главные фазы интрузии.

Схема С. С. Мкртчяна является более правильной; к такой же концепции пришел и Ш.А. Азизбеков (1952), изучая Ордубадскую (юго-западную) часть плутона, расположенную на территории Азербайджанской ССР.

По данным радиологических исследований, выполненных калий-аргоновым методом в лаборатории АН Армянской ССР, возраст отдельных интрузий Мегринского плутона (включая и Малевский массив), датируется в пределах от 40—38 до 22—20 млн. лет, причем наиболее ранними являются Малевская и монцонитовая интрузии, а поздними порфировидные гранодиориты.

Площадь Мегринского плутона достигает свыше 800 *км*^{2}; представляет он, как указывалось, сложно дифференцированное тело с довольно пестрым и разнообразным составом пород от кислых (аплиты, пег-

матиты, грейзены) до основных и ультраосновных разностей (габбро-диориты, габбро, габбро-горнблендиты, пикриты и др.).

Многообразие пород связывается с вышеуказанными тремя фазами интрузивной деятельности.

С первой фазой внедрения связывают следующие разности пород: 1—оливиновый пироксенит, 2—пироксенит, 3—габбро-пироксенит, 4—габбро, 5—кварцевое габбро, 6—габбро-диорит, 7—диорит, 8—монцонит, 9—кварцевый монцонит, 10— нефелиновый монцонит, 11—сиенито-диорит, 12—кварцевый сиенито-диорит, 13—гранодиорит, 14—граносиенит, 15—сиенит, 16—щелочной сиенит, 17—нефелиновый сиенит.

Наибольшее развитие имеют породы монцонитовой интрузии, развитые к востоку от Дебаклинского разлома и охватывающие более половины всей площади плутона.

По составу интрузия неоднородна; она сложена различными породами, связанными между собою постепенными переходами. Преобладающими являются монцониты в широком смысле этого термина (см. выше). К этой интрузии А. И. Адамян относит также габброидные и ультраосновные породы района г. Каладаш, приуроченные к крупным останцам эоценовой вулканогенно-осадочной кровли интрузии.

Монцониты, кварцевые монцониты, сиенито-диориты и гранодиориты монцонитовой фазы характеризуются среднеравномернозернистым сложением, темным, темно-серым или темно-серо-розоватым цветом, трещиноватостью и выветрелым обликом.

Структура пород гипидиоморфнозернистая, монцонитовая. Минеральный состав: плагиоклаз (андезин-лабрадор), кали-натровый полевой шпат (ортоклаз-микроклин), роговая обманка, биотит, авгит, редко клиноэнстатит, кварц; акцессории—магнетит, апатит, сфен, ортит, рутил, циркон; вторичные—хлорит, уралит, серицит, эпидот, цоизит, цеолит, лимонит, кальцит и каолинит.

Содержание плагиоклаза колеблется от 35 до 70%; основность его изменяется в довольно широких пределах (№ 42—67).

Количественно-минеральный состав пород монцонитовой интрузии отличается большим постоянством и однообразием.

Количественно-минеральный состав основных и ультраосновных пород, а также вмещающих их сиенито-диоритов сильно колеблется, так что на небольшом участке встречаются породы самого различного количественного состава. Обусловлено это, как указывалось выше, взаимопереходами разных пород друг в друга.

Числовые характеристики пород монцонитовой фазы плутона приведены на векторной диаграмме (рис. 32).

По сравнению со средними составами пород по Дэли, основные и ультраосновные породы плутона обнаруживают повышенное содержание алюминия, железа, кальция и щелочей, пониженное—магния и примыкают к щелочным и субщелочным габброидам. В процессе образования этих пород главную роль, видимо, сыграла ассимиляция магмой сравнительно чистых верхнемеловых известняков кровли интрузии.

Жильные породы монцонитовой фазы Мегринского плутона представлены следующим рядом: 1—габбро-диабаз, 2—кварц-серицитовая порода, 3—одинит, 4—диорит-порфирит, 5—спессартит, 6—керсантит, 7—спессартито-керсантит, 8—микромонцонит, 9—микрогранодиорит, 10—гранодиорит-порфир, 11—гранит-порфир, 12—гранит-аплит, 13—пегматит, 14—сиенит-порфир, 15—сиенит-аплит.

Со второй фазой внедрения Мегринского плутона связывают следующие разности пород: 1—габбро, 2—кварцевое габбро, 3—кварцевый диорит, 4—банатит, 5—гранодиорит, 6— кварц-серицит-турмалиновая порода, 7—граносиениты.

Гранодиориты представляют средне- или мелкозернистые породы серого цвета. Структура гипидиоморфнозернистая, гранитовая. Минеральный состав: плагиоклаз (№ 28), калиевый полевой шпат (пертитовый микроклин), роговая обманка, биотит. Гранодиориты очень близки по составу к порфировидным гранитам, отличаясь от них лишь количественным соотношением породообразующих минералов.

Банатиты представлены равномерно-среднезернистой породой светло-серого цвета; структура гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав: кварц, анортоклаз, плагиоклаз (№ 33—75), роговая обманка, авгит, биотит; акцессории—сфен, апатит, циркон (редко), рудный минерал; вторичные—хлорит, серицит.

Сиенито-диориты являются рудовмещающими породами на Агаракском месторождении и характеризуются следующими общими признаками. Макроскопически представляют лейкократовые средне- или мелкозернистые породы розовато-серого или розового цвета с неравномернозернистой, а иногда порфировидной структурой. Минеральный состав: плагиоклаз (олигоклаз-андезин), ортоклаз, кварц, роговая обманка и биотит; акцессории—апатит, сфен, циркон, магнетит и вторичные—хлорит, альбит, биотит, серицит, кварц, цеолиты и каолинит (редко). Вслед за последним постмагматическим процессом шло выделение сульфидов (железа, меди, молибдена).

Отдельные разновидности пород можно называть гранитом, адамеллитом и гранодиоритом, но для преобладающей массы их наиболее подходяще обозначение сиенито-гранит или граносиенит.

Характерной особенностью Агаракского сиенито-гранита является присутствие в нем меланократовых включений разнообразной величины (по-видимому, ксенолитов, а не шлиров, судя по их конфигурации).

Турмалиновые граниты слагают небольшой отрог—водораздел между рр. Ванк и Безыменной; площадь их около 3 $км^2$. Количество турмалина варьирует от единичных зерен до 25—30%. Наиболее богатые турмалином породы имеют состав гранита или плагиогранита.

Числовые характеристики химических анализов пород второй фазы внедрения приведены на векторной диаграмме (рис. 33).

Жильные породы второй фазы Мегринского плутона представлены гранодиорит-порфирами и гранит-порфирами.

С третьей фазой внедрения плутона связываются следующие породы: 1—габбро-диорит, 2—кварцевый диорит, 3—кварц-каолинит-анкеритовая порода, 4—кварц-серицитовая порода, 5—гранодиорит, 6—адамеллит, 7—гранит, 8—граносиенит, 9—кварцевый сиенит.

Порфировидные граниты и гранодиориты, граносиениты, адамеллиты связаны между собой постепенными переходами. Замечено, что в южной части интрузии порфировидные граниты слагают в основном центральную ее часть, а гранодиориты—периферическую.

Порода порфировидная, светлая, розовато-серого оттенка, основная масса полнокристаллическая, среднезернистая, нередко крупнозернистая. Минеральный состав: кали-натровый полевой шпат (40—60% и более), плагиоклаз (№ 29—38), кварц, роговая обманка, биотит; акцессории—апатит, рудный минерал, циркон, сфен.

Вкрапленники представлены в основном анортоклазом, реже роговой обманкой, биотитом, кварцем и плагиоклазом. Структура основной массы—гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая и микропегматитовая. Состоит из тех же минералов, что и вкрапленники, но со значительно большим содержанием биотита.

Числовые характеристики химических анализов порфировидных гранитов приведены на векторной диаграмме (рис. 33). Большин-

ство фигуративных точек расположено близко друг от друга; наибольшие колебания обнаруживаются в содержании Mg и Ca, сумма щелочей колеблется от 6 до 15%, причем весьма изменчиво также их соотношение.

Порфировидные гранитоиды обнаруживают в общем несколько повышенное содержание щелочей, а также MgO и Al_2O_3.

На векторной диаграмме (рис. 34) изображены числовые характеристики пород западной (Ордубадской) части Мегринского плутона (всех трех фаз внедрения).

Жильные породы третьей фазы Мегринского плутона представлены следующим рядом: 1—диорит-порфирит, 2—спессартит, 3—керсантит, 4—кварцевый диорит-порфирит, 5—гранодиорит-порфир, 6—кварц-биотитовый порфир, 7—гранит-аплит, 8—минетта, 9—минетто-вогезит.

Наиболее значительными по размерам малыми интрузиями гранодиорит-порфиров (генетически связанных с интрузией порфировидных гранитов) являются агаракские, джиндаринские, алагюнейские и джоркапские гранодиорит-порфиры. Медно-молибденовое оруденение упомянутых месторождений генетически связано по некоторым авторам с внедрением малых интрузий, являющихся одновременно рудовмещающими породами.

Макроскопически это светлые, зеленовато-серые, с розоватым оттенком породы. Структура полнокристаллическая, порфировая, с микрокристаллической и микрогранулитовой структурами основной массы. Минеральный состав: кали-натровый полевой шпат, плагиоклаз (олигоклаз-андезин), кварц, биотит, роговая обманка (обыкновенная); акцессории—апатит, циркон, сфен, гранат, рудные—халькопирит, пирит, молибденит, магнетит; вторичные—хлорит, мусковит, серицит, кварц, альбит, эпидот, кальцит, гипс, гематит, лимонит, борнит, азурит, малахит, пирит и др.

Указанные породы, относимые А. И. Адамяном к пятой фазе его схемы, близки по своему минерально-петрографическому составу к интрузии порфировидных гранитов и гранодиоритов. Другие исследователи выделяют эти породы в пределах четвертой фазы как эндоконтактовые фации, дополнительные интрузии, сателлиты и дайки второго этапа.

В интрузивных породах разновременных фаз Мегринского плутона установлено более 50 акцессорных минералов, что обусловлено составом вмещающих пород, петрохимическими особенностями интрузий и др. Из известных в гранитоидах элементов в повышенных, по сравнению с кларком, количествах, присутствуют около 20 элементов, среди них Mo, Cu, Pb, TR, Y, Th, U, Ba, Ti, Ni, Co, V, Cr, Sr и другие.

Характерной чертой Мегринского плутона как единой геохимической провинции следует считать, по Б. М. Меликсетяну (1966), наличие среди акцессориев в его породах редкоземельных, радиоактивных и особенно редкометалльных минералов; это свидетельствует о зараженности единого, медленно эволюционировавшего магматического очага элементами, слагающими эти минералы (металлогеническая специализация), по генетической связи пространственно тяготеющих к этому массиву гидротермальных медно-молибденовых месторождений.

Юго-западная (Ордубадская) часть Мегринского плутона, находящаяся на территории Азербайджана, представляет в морфологическом отношении юго-западный склон Конгуро-Алангёзского хребта. Эта часть плутона детально изучена Ш. А. Азизбековым (1952), который также выделяет здесь три фазы внедрения, именуя их тоналитовой, монцонитовой и граносиенитовой. Ниже в соответствующих таблицах (6, 7 и 8) приведен количественно-минеральный состав пород каждой фазы.

Таблица 6

Количественно-минеральный состав пород тоналитовой фазы (в объемных %; Ш. А. Азизбеков, 1952, стр. 508, табл. 179)

Минералы \ Породы	Гранодиориты	Тоналиты	Кварцевые диориты	Диориты	Средний минеральный состав пород тоналитовой фазы
Плагиоклаз	46	50	65	70,5	57,8
Калиевый полевой шпат	20	15	4,5	0,5	10,0
Кварц	24	20	10,5	2,0	14,4
Биотит	2	3,5	4	5,0	3,5
Роговая обманка	6	10	13	19,0	12,0
Акцессорные	1	0,5	1	1	0,87
Рудные	1	1	2	2	1,50

Таблица 7

Количественно-минеральный состав пород монцонитовой фазы (в объемных %; Ш. А. Азизбеков, 1952, стр. 516, табл. 183).

Минералы \ Породы	Адамеллиты	Кварцевые диорит-сиениты	Кварцевые монцонит-диориты	Кварцевые монцониты	Средний минеральный состав пород монцонитовой фазы
Плагиоклаз	35,0	33,0	40,0	44,0	38,0
Калиевый полевой шпат	34,0	46,0	41,0	42,0	40,8
Кварц	23,0	10,0	7,0	4,0	11,8
Биотит	2,0	—	0,9	1,0	0,5
Роговая обманка	4,0	9,0	6,6	4,0	5,8
Авгит, диопсид и клиноэнстатит	—	—	2,5	3,0	1,3
Акцессорные	0,5	0,6	0,7	0,6	0,6
Рудные	1,5	1,4	1,3	1,4	1,4

Таблица 8

Количественно-минеральный состав пород граносиенитовой фазы (в объемных %; Ш. А. Азизбеков, 1952, стр. 532, табл. 195)

Минералы \ Породы	Порфировидные граносиениты	Гранодиориты	Кварцевые сиенит-диориты	Кварцевые сиенит-диориты	Диориты	Габбро	Средний минеральный состав граносиенитовой фазы
Плагиоклаз	33,0	52,0	55,0	58,0	67,0	53,0	53,0
Калиевый полевой шпат	50,0	22,0	21,0	22,0	3,0	0,5	19,7
Кварц	11,5	18,0	11,0	7,0	1,5	0,5	8,2
Биотит	1,0	1,0	0,5	1,0	4,5	3,0	1,8
Роговая обманка	2,5	4,0	9,5	8,0	16,0	27,0	11,6
Авгит	—	—	—	—	3,0	12,0	2,5
Акцессорные	1,5	2,0	2,0	3,0	3,5	3,0	2,5
Рудные	0,5	1,0	1,0	1,0	1,5	1,0	1,0

Жильные породы ордубадской части Мегринского плутона приурочены в основном к краевым частям интрузии и представлены меланократовыми и лейкократовыми разностями. К первой относятся: диорит-порфириты (кварцевые и бескварцевые), габбро-порфириты, пироксено-плагиоклазовые порфириты, кварцевые порфириты, диабазовые порфи-

риты, диабазы и кварцевые диабазы, спессартиты, керсантиты, одиниты и беербахиты. Вторые (лейкократовые)—играют подчиненную роль и представлены гранодиорит-порфирами, пегматитами, грейзенами, аплитами и альсбахитами.

Мощность даек варьирует от 0,2—1,0 до 15—20 *м*; простирание северо-западное (300—340°) и северо-восточное (30—80°), длина от 50 *м* до 1,5 *км*. Падение крутое, в первом случае северо-восточное, во втором—северо-западное. Часто дайки соединяются или, наоборот, разветвляются, давая апофизы и образуя сложную сеть.

Числовые характеристики интрузивных пород Ордубадской части Мегринского плутона приведены на векторной диаграмме (рис. 34).

В заключение описания пород плутона следует указать, что в нем констатировано много ксенолитов, а также даек регионального характера. Последние представлены диабазами и диабазовыми порфиритами и имеют широкое распространение не только в пределах плутона, но и далеко за его пределами во вмещающих породах.

Диабазы выполнили крутопадающие (65—85°) трещины разрывов как северо-западного, так и северо-восточного простирания. Мощность колеблется в пределах 0,3—1—3 *м*, чаще всего 1,5—2 *м;* по простиранию прослеживаются до 500—700 *м*. По своему составу очень близки к среднему составу диабаза по Дэли.

По времени внедрения диабазы являются наиболее поздними, так как секут как дайки аплитов, так и гранодиорит-порфиров и в свою очередь секутся кварцево-рудными жилами.

Величина обломков ксенолитов достигает иногда значительной величины (в поперечнике до нескольких сот метров). В зависимости от местонахождения в разных частях интрузии интенсивность изменения ксенолитов различная; местами они превращаются в гибридные породы. Контактовое воздействие интрузий на вмещающие породы выражено весьма отчетливо. Плутон опоясывается зоной контактово-измененных пород, среди которых выделяются скарны, вторичные кварциты, роговики (кварц-биотит-роговообманковые, плагиоклаз-роговообманковые, карбонато-серицитовые, эпидотовые, серицит-кварцевые, кварц-серицит-андалузитовые и др.), мраморы, эпидозиты. Разнообразие контактовых пород обусловлено как разнообразием состава вмещающих пород, так и сложным характером самой полифазной интрузии.

При сравнении всех пород отдельных фаз внедрения выявляются как общие черты, так и резкие отличия между ними.

Интрузия каждой фазы внедрения имеет свои характерные и отличительные черты, выраженные не только в петрографо-минеральном и химическом составах, но и в формах интрузивного тела и их внутренней структуры.

Для всех пород плутона характерными и общими свойствами являются повышенное содержание щелочных полевых шпатов, общность темноцветных минералов (роговая обманка, биотит и моноклинный пироксен), присутствие кварца (даже в основных разновидностях пород), присутствие во всех породах по данным спектрального анализа V, Zn, Cu, Ni и т. д., чем подтверждается принадлежность пород всех фаз к единой магме.

К северу от Мегринского плутона по правобережью среднего течения р. Воротан (Базар-чай) располагается так называемая Баргушатская группа интрузий раннемиоценового возраста. Сходство баргушатских интрузий с таковыми Мегринского плутона позволяет считать их происшедшими из единого магматического очага в результате нескольких фаз внедрения.

Указанные интрузии приурочены к Баргушатскому хребту, являющемуся юго-восточным отрогом меридионального Зангезурского (Конгуро-Алангёзского) хребта и представляющему водораздел рр. Воротан и Вохчи.

Здесь в области развития разнообразных пород девона, мела, эоцена и олигоцена констатировано большое количество гранитоидных интрузий, общая площадь которых составляет около 360 *км*². Площадь вмещающих образований около 1300 *км*²; сравнение цифр показывает степень насыщенности района интрузивными породами. Все интрузии хорошо изучены Т. Ш. Татевосяном (1960 и др.).

Область хребта входит в северную часть Нахичеванской тектонической зоны, характеризующейся интенсивной складчатостью и разрывными нарушениями. Большинство интрузий ориентировано в северо-западном направлении и лишь частично—в меридиональном.

На северном склоне хребта интрузивные тела (общая площадь 260 *км*²) обнажаются в районе сс. Лернашен, Лор, Ахлатян, Дастакерт, Кызыл-Шафак и Аравус; на южном склоне его довольно крупные интрузии (общая площадь около 100 *км*²) находятся в районе сс. Гехи (Киги), Гярд, Аджебадж, Багарлу, Пирилу, Кирс и Мухан, от которых отдельные интрузии и получили свои названия.

Представлены интрузии следующими типами пород (в убывающем порядке): габбро-диориты (34%), кварцевые монцониты и гранодиориты (32%), граносиениты (12%), граниты (8%), порфировидные граниты (7%), оливиновые габброиды, перидотиты и дуниты (4%), сиениты и щелочные сиениты (1%). Резко преобладают среди этих разностей габбро-диориты, кварцевые монцониты и гранодиориты.

Размеры отдельных массивов не превышают 100 *км*², являясь, по классификации Дэли (1936), крупными штоками; они представляют, видимо, сателлиты расположенного южнее крупного Мегринского плутона. Контакт интрузивных тел с вмещающими породами резкий, местами наблюдаются многочисленные апофизы пород интрузий среди трещиноватых порфиритов. Контактовое воздействие интрузивных пород выразилось в образовании довольно широкой зоны роговиков в порфиритах и скарнов в известняках.

В силу сильной расчлененности рельефа и прекрасной обнаженности интрузии описываемого района вскрыты на глубину до полутора километров.

Многообразие состава интрузивных пород обусловлено в первую очередь магматической дифференциацией (при многофазности магматического процесса), а затем ассимиляцией боковых пород.

Формирование интрузивов происходило, по-видимому, на небольшой глубине, о чем свидетельствуют их неравномерный состав и структура пород, а также наличие слабо переработанных ксенолитов.

1. **Лернашен-Дарабазская** интрузия находится на северном склоне хребта на участке от сел. Уз (1500 *м*) до вершины Арамазд (3392 *м*); конфигурация массива сложная, длина его около 20 *км*, площадь до 150 *км*². Вмещающими породами являются вулканогенно-осадочные породы верхнего девона (?), верхнего мела и эоцена.

Сложена интрузия в западной части габбро, габбро-диоритами, гранодиоритами, кварцевыми монцонитами, сиенитами и сиенито-диоритами (г. Арамазд), связанными друг с другом постепенными переходами.

В восточной—краевой части интрузии, в районе сел. Сваранц, констатированы более основные фации: гранодиориты, биотито-оливиновые габбро, ультраосновные породы (дуниты, перидотиты, пироксениты, троктолиты, анортозиты), последовательно сменяющие друг друга, а

также ряд разновидностей монцонитов и гранодиоритов, пересеченных сетью жил ярко-розовых аплитов.

Наиболее поздними ультраосновными дифференциатами габбровой магмы Арамаздского интрузива являются оливиниты, содержащие титаномагнетит и другие рудные компоненты.

2. **Дастакерт-Аравусская** интрузия находится на северном склоне хребта; конфигурация ее сложная, неправильная, площадь до 20 *км*². Вмещающими породами являются вулканогенные образования нижнего эоцена, местами сильно эпидотизированные и хлоритизированные.

Сложена интрузия в северо-западной части в основном гранодиоритами и кварцевыми монцонитами, а в юго-восточной—в районе Дастакертского месторождения, преобладающими являются кварцевые диориты, гранодиориты и реже граниты. Подчиненное значение во всем массиве имеют габбро и габбро-диориты. Все перечисленные разновидности горных пород связаны между собой постепенными переходами.

В габбро-диоритах верховья р. Софулу местами наблюдаются многочисленные шлиры округленной формы (до 30—40 *см*), сложенные оливиновым габбро.

Интрузия формировалась, видимо, на умеренных глубинах; внедряясь в моноклинально залегающие туфогены, гранитоидные породы обусловили их ороговикование.

3. **Гехи-Гярдская** интрузия находится на южном склоне хребта, прорывает породы среднего палеозоя и эоцена. Форма массива овальная, площадь до 60 *км*², при ширине 5—6 *км*.

По периферии он сложен габбро и габбро-диоритами, а в центральной части массива преобладают гранодиориты и кварцевые диориты, местами переходящие в габбро-нориты. В 1 *км* к северо-востоку от сел. Гехи кварцевые диориты в контакте с известняками обусловили образование серии дифференциатов от габбро-диоритов до гранодиоритов, а затем в аплитовидные граниты и щелочные пегматоидные сиениты.

Ксенолиты в составе интрузии имеют весьма ограниченное распространение; представлены они обломками порфиритов эоцена, а также метаморфическими сланцами нижнего палеозоя. В последних наблюдаются птигматитовые прожилки древних аплитов.

4. **Ковшут-Кюрутская** интрузия находится на южном склоне хребта, внедрена в толщу пород среднего палеозоя, образуя очень крутые контакты вдоль ядра антиклинальной складки. Интрузия вытянута в северо-западном направлении; длина ее около 16 *км*, наибольшая ширина 10 *км*.

В составе пород интрузии констатированы гранодиориты, гранодиорит-порфиры, гранодиорит-аплиты, кварцевые диориты и диориты, габбро, габбро-диориты.

В центральной ее части наблюдается много ксенолитов ороговикованных порфиритов, объем которых местами превышает объем вмещающего их магматического материала.

Все разновидности пород связаны между собой постепенными переходами и образовались в результате дифференциации гранодиоритовой магмы, а также ассимиляции порфиритов.

5. **Ахлатян-Кызыл-Шафакская** интрузия находится на северном склоне хребта, конфигурация его почти изометричная; вмещающими породами являются порфириты и туфы нижнего эоцена.

Сложена граносиенитами, переходящими по периферии в темно-серые породы более основного состава. Судя по однообразию состава и текстурным особенностям можно полагать, что массив формировался на сравнительно больших глубинах.

6. Казанличская интрузия находится в водораздельной части Зангезурского хребта у озера Казан-лич (3400 *м*). Форма ее овальная, площадь до 15 *км*^{2}, вытянута в северо-западном направлении; представляет удлиненный шток с крутым падением контактов. Вмещающими породами являются порфириты нижнего эоцена, в контакте (до 50—100 *м*) ороговикованные.

Интрузия сложена порфировидными гранитами и гранодиоритами, постепенно переходящими в гранодиорит-порфиры с микрозернистой и едва заметной порфировой структурой.

Эти породы являются наиболее молодыми интрузивными образованиями района судя по тому, что жильные их дериваты секут гранодиориты Гехи-Гярдской интрузии. Они же являются явными аналогами и северо-западным продолжением порфировидных гранитов и гранодиоритов Мегринского плутона, где установлен их раннемиоценовый возраст. С породами этой интрузии связаны признаки медно-молибденового оруденения.

Числовые характеристики химических анализов интрузивных пород Баргушатской группы приведены на векторной диаграмме (рис. 35).

Ниже приводится, по Т. Ш. Татевосяну, краткая общая характеристика главнейших разновидностей интрузивных пород Баргушатской группы.

Габбро представлено несколькими разновидностями: нормальным габбро, оливин-ортоклазовым и роговообманковым.

Оливин-ортоклазовое габбро имеет следующий минеральный состав: лабрадор-битовнит, моноклинный пироксен, оливин, ортоклаз; акцессории—магнетит, апатит; вторичные—хлорит.

Габбро сложено лабрадором, моноклинным пироксеном и кварцем (мало); вторичные—хлорит (по пироксену), кальцит и эпидот.

Роговообманковое габбро слагает значительные площади в северной части Лернашен-Дарабазской интрузии, периферической зоне Гехи-Гярдской и отдельные участки Дастакертской интрузии. Всюду эта порода через диориты связана постепенными переходами с гранодиоритами и кварцевыми монцонитами.

Роговообманковое габбро обычно представляет крупнокристаллическую темноцветную породу, местами с полосчатой текстурой. Структура равнозернистая, офитовая. Минеральный состав: плагиоклаз (№ 55—60), моноклинный пироксен, роговая обманка, изредка незначительное количество кварца, биотита и калиевого полевого шпата; акцессории—апатит, сфен, магнетит и вторичные—эпидот, пренит, хлорит и серицит.

По химическому составу габбровые породы Баргушата, по сравнению со средними данными по Дэли, отличаются значительным обогащением железом, преобладанием K над Na, уменьшением роли Ca и Mg, гораздо большей недосыщенностью кремнекислотой и значительной обедненностью водой. По сравнению же со средними данными для габбро Армении, баргушатские габбро отличаются обедненностью кремнекислотой и обогащенностью алюминием, железом и в гораздо большей мере калием.

Кварцевые монцониты и монцониты слагают юго-восточные крупные ответвления Лернашен-Дарабазского интрузива; прослеживаются до вершин Арамазд и Гямбел, занимая почти весь бассейн р. Агбаш (правый приток р. Шенатаг). У самой вершины Арамазд породы переходят в сиенито-диориты и сиениты, а к востоку—к периферии интрузии—кварцевые монцониты постепенно переходят в основные и ультраосновные породы.

Кварцевыми монцонитами сложены также северо-западные части Дастакерт-Софулу-Аравусской интрузии, где они связаны постепенными переходами с гранодиоритами, плагиогранитами и кварцевыми диоритами.

Кварцевые монцониты представлены среднезернистыми породами темно-серого и светло-серого цвета, пронизанными многочисленными мелкими трещинами, выполненными кварц-эпидотовыми прожилками.

Структура пород монцонитовая, изредка гипидиоморфнозернистая—гранитовая, а местами порфировидная, с гранофировой основной массой. Минеральный состав: плагиоклаз, роговая обманка, ортоклаз, кварц; акцессории—апатит, сфен, магнетит и вторичные—эпидот и хлорит (в небольшом количестве).

Химические анализы описанных пород показывают, по отношению к средним данным Дэли, повышенное содержание Mg, Fe, Ca и Na; количество же калия является пониженным. Величина Q в кварцевых монцонитах Баргушата в четыре с лишним раза меньше, чем в подобных породах у Дэли.

Гранодиориты. Слагают юго-западные склоны г. Мечету на северном склоне Баргушатского хребта, входя в состав Лернашен-Дарабазского массива. Постепенными переходами они связаны, с одной стороны, с кварцевыми монцонитами, а с другой—с кварцевыми диоритами и диоритами.

Далее, гранодиориты слагают центральную часть Гехи-Гярдского и северо-западную часть Ковшут-Кюрутского интрузивов; к периферии массива они постепенно переходят в кварцевые диориты и диориты, а в центральной его части в граносиенитовые породы. Наконец, гранодиориты занимают значительное место также в составе Дастакерт-Аравузского массива, слагая его центральные и северо-западные участки.

Гранодиориты представляют среднезернистую породу светло-серого цвета, местами со слабо-розоватым оттенком. Структура гипидиоморфнозернистая; минеральный состав: плагиоклаз (андезин-лабрадор), кварц, калиевый полевой шпат, роговая обманка, биотит, изредка пироксен (диопсид); акцессории—циркон, апатит, сфен, рудный минерал и вторичные—эпидот, хлорит и серицит.

Химические анализы гранодиоритов Баргушата по сравнению со средними данными для гранодиоритов Армении и по Дэли, показывают значительное различие в насыщенности кальцием, железом и магнием, при малом существенном различии в отношении остальных компонентов.

Из вышеприведенной характеристики интрузивных пород Баргушатского хребта отчетливо видно, что в их образовании большую роль играли явления контаминации, ассимиляции, гибридизма, контактовых и постмагматических процессов.

1. Все породы района принадлежат к единому магматическому очагу; все интрузивы являются отдельными штоками и куполами единого Мегринского плутона, внедрившимися, возможно, в течение второго послебатолитового этапа.

2. Внедрение магмы было медленным, пассивным, сопровождалось обрушением кровли. Все разновидности пород Баргушатского хребта являются в большей части результатом нормальной дифференциации и контаминации гранитоидной магмы. Последняя проявилась здесь слабее, чем в Мегринском плутоне, ввиду сравнительно небольших размеров интрузивных тел, образовавшихся на небольших глубинах и относительно быстро кристаллизовавшихся.

3. Во все фазы магматической деятельности внедрялась в основном гранитоидная магма; возможно, что более поздние фазы были более кислыми и это наблюдающееся в современном денудационном срезе преобладание умеренно кислых и основных пород является результатом процессов ассимиляции.

Жильные комплексы сопровождали лишь внедрение порфировидных гранодиоритов.

4. С различными типами интрузивных пород связаны проявления разных рудных полезных ископаемых.

Нахичеванская группа интрузий находится к западу от Мегринского плутона, в восточной части территории Нахичеванской АССР. Здесь выступает ряд массивов гипабиссальных пород, известных в литературе как Нахичеванские лакколиты; впервые изучены и описаны В. М. Дервиз (1910). Вмещающими породами являются вулканогенные толщи среднего эоцена и олигоцена.

Самым южным из лакколитов является пик Илан-даг; к северо-западу от него выступают массивы гг. Бердык и Ханага, а далее к западу возвышается конус Алинджа, к северо-востоку от которого располагается сел. Казанчи. Далее, к северо-западу от указанного селения, несколько особняком обнажается лакколит г. Нагаджир.

Интрузии эти прорывают вулканогенно-осадочные образования эоцена, а некоторых из них—вулканогенные породы олигоцена, почему возраст их определяется бесспорно как позднеолигоценовый—раннемиоценовый.

Породы указанных интрузий изучались после В. М. Дервиз неоднократно различными исследователями, причем определялись по-разному: как порфировидные гранодиориты, интрузивные дациты и др. Последняя сводка по ним дана Ш. А. Азизбековым (1961).

По указанному автору, все массивы представлены одним типом пород—диорит-порфиритами, с некоторыми вариациями количественного соотношения цветных компонентов и структуры основной массы. Порода серого, зеленовато-серого и розовато-серого цвета, мелко- и среднезернистая; структура полнокристаллически порфировая, текстура иногда (г. Нагаджир) флюидальная.

Вкрапленники представлены плагиоклазом (№ 32—40), нередко зональным, роговой обманкой, биотитом, авгитом, энстатитом и клиноэнстатитом; акцессории—магнетит и апатит; вторичные—серицит, каолинит, кальцит, хлорит, эпидот, цоизит и лимонит.

По цветным компонентам выделяются три типа диорит-порфиритов (по степени распространенности): 1—биотито-роговообманковый, 2—роговообманковый и 3—пироксено-роговообманковый.

Состав основной массы этих диорит-порфиритов—полевошпатовый, нередко с примесью кварца, роговой обманки, акцессорных и вторичных минералов. По структурным особенностям выделяются микрогранитовые, микролитовые, гиалопилитовые, фельзитовые и микрофельзитовые разности.

Морфологически большинство интрузий представляют собой несогласно залегающие столбообразные и конусообразные тела типа бисмалитов, образовавшихся при внедрении очень вязкой магмы под большим давлением. Ш. А. Азизбеков предлагает называть их не лакколитами, а экструзиями.

Контактовое воздействие этих интрузий на вмещающие породы очень слабое и выражается лишь в их уплотнении, осветлении и ороговиковании. Местами с ними связаны незначительные проявления медного и полиметаллического оруденения.

Числовые характеристики химических анализов пород нахичеван-

ских лакколитов, изображенные по методу А. Н. Заварицкого, приведены на векторной диаграмме (рис. 34).

В заключение описания магматических комплексов Кавказа интересно привести краткие данные о их площадном распространении.

Общая площадь магматических пород на Кавказе составляет, по С. П. Соловьеву (1952), 21,100 *км*². Распространенность же различных типов магматических пород представляется по указанному автору в следующем виде (см. табл. 9).

Таблица 9

Названия пород	Площадь, *км*²
Кислые интрузии-гранодиориты и граниты (древние—докембрийские и палеозойские)	22,6
Кислые интрузии—мезозойские и кайнозойские	8,4
Диориты	0,8
Габбро и ультраосновные породы (частью серпентинизированные)	2,0
Тешениты	0,0(1)
Нефелиновые и щелочные сиениты	0,3
Липариты и их туфы	1,5
Кварцевые порфиры и кератофиры	2,1
Деллениты	0,0(1)
Дациты	1,1
Базальты и андезиты	60,2
Порфириты и диабазы	0,9
Трахилипариты и трахиты	0,1
Лейцитсодержащие породы	?

Приведенные цифры показывают, что распределение магматических пород по эрам является далеко не одинаковым.

Далее, указанный автор отмечает, что среди основных интрузивных пород преобладают габбро и интрузии ультраосновных пород представлены чаще перидотитами. Что касается анортозитов, то они являются, по С. П. Соловьеву, весьма характерным продуком докембрийской интрузивной деятельности.

ВЫВОДЫ

На основании всего вышеизложенного по магматизму Кавказа можно сделать следующие выводы:

1. На территории Кавказа широко развит обширный комплекс интрузивных пород различного возраста, начиная от докембрия и кончая ранним миоценом. Со многими интрузиями связано определенное специфическое оруденение, выявляется ряд металлогенических эпох.

2. Развитие магматизма происходит в тесной связи с определенными этапами тектонического развития региона и со складчато-глыбовыми движениями структурных зон. Проявления эффузивного вулканизма связаны с этапами прогибания (иногда относительного) геосинклинальных зон, осложненного региональными разломами, а интрузивного—с этапами складкообразования и воздымания. Основные и ультраосновные интрузивные породы приурочены к зонам интенсивной складчатости, осложненным разломами различной амплитуды; средние и умеренно-кислые интрузии локализуются в районах с более спокойной складчатостью.

Таким образом, с определенными этапами развития структур связано внедрение различных по составу интрузивных пород.

3. Интрузивные породы весьма многочисленны и разнообразны по составу; представлены они различными дифференциатами единой

магмы (перидотитовой ?), приуроченными к определенным тектоническим зонам. С изменением тектонических условий резко изменяется характер магматических проявлений.

Расположение пояса основных и ультраосновных пород к югу от надвига, в опущенной зоне интенсивно смятых пород, говорит о пассивном поднятии пироксенито-перидотитовой магмы вдоль трещин разрывов, следовавших за складкообразованием. Поднятие этой ультраосновной магмы происходило быстро благодаря глубоким трещинам. Явлений ассимиляции боковых пород здесь поэтому не наблюдается; соответственно этому относительно слабо выражены и процессы дифференциации. Наблюдаются лишь шлировые выделения хромистого железняка.

Кислые интрузивные породы развиты преимущественно в районах, до того менее дислоцированных; здесь поднятие магмы протекало медленнее. Поэтому значительную роль играют явления ассимиляции и дифференциации, обусловившие большее разнообразие пород (особенно в крупных интрузиях). При медленном поднятии и застывании магмы в этих районах, естественно, могли протекать процессы рудообразования в поствулканическую фазу интрузий. Таким образом, наиболее надежными в отношении рудоносности могут оказаться районы с относительно более слабо развитой складчатостью.

Щелочные породы приурочены к консолидированным участкам срединных массивов (блоков платформы), т. е. к местам с более спокойной складчатостью, где течение нормального процесса дифференциации не нарушалось.

4. В сложных интрузивных комплексах общим является переход от основных или ультраосновных магм в более ранних фазах к кислым магмам в более поздних фазах.

Наиболее дифференцированы крупные плутоны (Мегринский, Памбакский), содержащие всю серию пород щелочно-земельного дифференциационного ряда от ультраосновных пород до кислых гранитов включительно.

5. Среди древних гранитоидов преобладают граниты над гранодиоритами, а среди молодых—наоборот; первые пересыщены Al_2O_3, содержат около 70% SiO_2, а молодые—65—66% SiO_2.

Из элементов-примесей в древних гранитоидах встречен в повышенном количестве Pb; микроклиновые граниты ряда участков содержат иттербий.

Из жильных пород кислого состава в древних гранитоидах широко развиты пегматитовые образования, в которых наряду с кварцем и полевым шпатом встречаются разнообразные, в том числе рудные минералы.

Для молодых гранитоидов пегматиты не характерны.

С древними гранитоидами связаны бериллий, ниобий, тантал, возможно литий. С молодыми интрузиями—ртуть, селен, теллур, рубидий, цезий, литий, сурьма, индий, рений, кобальт и др. Для молодого вулканизма характерны также датолит, реальгар, аурипигмент.

Основные минералогические отличия древних гранитоидов от молодых следующие. В первых среди полевых шпатов преобладает микроклин; лишь в некоторых разностях пород верхнепалеозойских интрузий наблюдается анортоклаз. В противоположность этому в мезо- и кайнозойских кислых интрузиях щелочной полевой шпат в подавляющем числе случаев представлен анортоклазом. Он обладает умеренным углом оптических осей (чаще 45—55°), отношение Na_2O и K_2O часто меняется. Среди темноцветных компонентов древних гранитоидов доминируют слюды, особенно биотит, отличающийся от биотитов некоторых

молодых интрузий; биотит последних содержит заметное количество фтора (до 1%) и бария. Из акцессорных минералов для древних гранитоидов характерен игольчатый рутил, а для молодых—ортит.

Непосредственная связь между концентрациями тех или иных акцессорных минералов и слагающих их элементов обычно не устанавливается. Появление и концентрация акцессориев чаще обусловлены физико-химическими условиями становления и преобразования гранита, фиксируемых в определенных соотношениях петрогенных элементов (В. И. Усик, 1968).

6. Общими петрографическими признаками для всех раннемиоценовых интрузивных комплексов являются: 1—повышенная щелочность, 2—существенно заниженное содержание полевошпатовой извести, 3—общее преобладание калия над натрием, 4—лейкократовый облик пород.

Гидротермальные процессы развиты преимущественно и в большем масштабе в областях развития третичных гранитоидов.

7. Металлическое оруденение Кавказа связано с гранитоидами; эффузивные породы являются местами лишь благоприятным вместилищем руд (кислые породы спилито-кератофировой формации и др.).

8. Почти все оруденение Кавказа относится в основном к трем металлогеническим эпохам: 1—нижне-среднепалеозойской, 2—юрской и 3—третичной, имеющей главное значение. Почти все главнейшее оруденение Кавказа связано с гранитоидами раннемиоценового возраста; их металлическая специализация характеризуется тремя типами минерализации: 1—молибденовой и вольфрамо-молибденовой, 2—арсено-пиритовой и 3—медно-пирротиновой.

9. Геохимически в месторождениях и рудопроявлениях Кавказа установлено присутствие почти всех главных металлов, но промышленное значение доказано только для Cu, Zn, Pb, Fe, Mo, As, Al, Cr.

Ведущими полезными ископаемыми являются железо, медь, молибден и полиметаллы. Намечается определенная зональность в распределении оруденения относительно гранитоидных интрузивов.

10. **О гранитизации.** В освещении проблемы гранитизации нередко допускаются методологические ошибки: аргументация разрозненными геологическими и петрологическими фактами в отрыве от всей суммы их, неправильное ориентирование во взаимно связанных процессах магматизма, тектоники и метаморфизма. Многие кавказские геологи полагают, что некоторые (во всяком случае) гранитоиды Большого Кавказа образовались в результате метасоматической гранитизации древнейших пород—кристаллических сланцев и связанных с ними метаморфизованных основных магматических пород. Такой вывод не вяжется с данными детальных полевых наблюдений. Этому противоречат: 1—явления мигматизации и 2—резкая обособленность массивов интрузивных пород, постоянная выдержанность их состава, структуры, текстуры, а также характерных диагностических признаков (зональность плагиоклазов и др.).

При метасоматическом процессе трудно объяснить наличие в мигматитах тонких (миллиметровых) прослоев неизмененных пород. Для метасоматически измененных пород характерен неравномерный ход этого процесса в пределах данного геологического тела, что обусловлено незакономерным распределением в пространстве путей, подводящих постмагматические растворы.

При неравномерности распределения трещиноватости и ее разнохарактерности наблюдалось бы выборочное изменение и превращение в граниты отдельных участков «материнских» пород, а не сплошное интрузивное тело, сложенное более или менее однородной породой.

Поэтому, допуская метасоматическое изменение пород от габброидов через метаморфические сланцы и диориты в лейкократовые граниты и аляскиты («Геология Грузии», 1964, стр. 355), надо ожидать одновременно нахождение на отдельных участках данного «интрузивного» тела разных членов вышеупомянутого метасоматического ряда пород, а также большого количества промежуточных между ними разностей, что в природе не наблюдается.

Все интрузивные тела всюду полностью чрезвычайно выдержаны, в пределах каждой породы сохраняются присущие им черты и свойства, легко различимые уже в поле.

Наиболее характерным диагностическим признаком, противоречащим показанному метасоматическому происхождению гранитоидов, является отчетливая зональность плагиоклазов; степень ее— более слабая в древних гранитах и более интенсивная и местами к тому же повторная в более молодых. Степень зональности является, видимо, функцией глубины становления интрузий. В абиссальных интрузиях, в условиях медленного закономерного понижения температуры, зональность плагиоклазов выражена относительно слабо; в гипабиссальных интрузиях, в условиях более быстрого и неравномерного охлаждения степень зональности плагиоклазов значительно выше (Г. П. Агалин, 1968).

Дискуссионный вопрос о происхождении гранитной магмы Кавказа является общим и открытым; она могла поступать как из глубоких слоев земли, так и образовываться путем переплавления ранее существовавших и глубже залегавших гранитоидов.

На Кавказе доказывается несомненная связь гранитов с орогенными зонами и с эпохами диастрофизма. Граниты входят в единый комплекс интрузивных пород; подтверждается связь вулканизма и плутонизма.

«Проблема пространства», неразрешимая с точки зрения трансформистов, вполне удовлетворительно разрешается процессами тектоники и ассимиляции. Концепция магматистов является более стимулирующей для развития петрологии и металлогении, чем теория трансформистов; различным этапам развития магматизма отвечает и различная минерализация и рудообразование.

В земные недра ты, химия,
Проникни взора остротой ....
Ломоносов

V. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КАВКАЗА

Развитие магматизма происходит в тесной связи с определенными этапами тектонического развития региона и со складчато-глыбовыми движениями структурных зон. Проявления эффузивного вулканизма связаны с этапами прогибания (иногда относительного) геосинклинальных зон, а интрузивного—с этапами складкообразования и воздымания. В соответствии с этим изменялся, естественно, и химический состав разновозрастных магматических образований; поэтому ниже делается попытка проверить основные закономерности эволюции магматизма в различные стадии геотектонических циклов.

Для магматических пород Кавказа имеется в настоящее время большое (свыше 3000) количество анализов. Все они нами тщательно систематизированы по разновозрастным интрузивным и эффузивным комплексам. Все анализы были пересчитаны на числовые характеристики и по ним построены векторные диаграммы по А. Н. Заварицкому (см. рис. 5—40).

По сгруппированным химическим анализам были вычислены средние химические составы (142) разновозрастных эффузивных, интрузивных и метаморфических комплексов пород Кавказа и сведены по районам и группам (табл. 10). Эти данные в векторном изображении представлены на рис. 39.

Вышеуказанные средние химические анализы (142), вычисленные для различных комплексов пород Кавказа, были затем, в свою очередь, обобщены и по ним вычислены средние химические составы (30) эффузивных, интрузивных и метаморфических комплексов, сгруппированных в возрастном порядке (табл. 11). В векторном изображении даны на рис. 40.

Ниже приводится краткий разбор всех вышеуказанных векторных диаграмм (рис. 5—40).

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗЛИЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ИНТРУЗИВНЫХ И ЭФФУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Рис. 5. Фигуративные точки пород Уруштенского среднепалеозойского (предверхнедевонского) комплекса Большого Кавказа отчетливо укладываются в один ряд от ультраосновных до ультракислых. Лишь одна порода (№ 12) несколько уклоняется в сторону щелочных ассоциаций пород.

Направление роя векторов на правой половине диаграммы показывает наличие пород как нормального известково-щелочного ряда, так и пересыщенных глиноземом. Направление роя векторов слева—указывает на преобладание в породах натрия над калием.

Химические анализы гранитоидов Уруштенского комплекса показывают близость последних к кварцевым диоритам, по Р. Дэли. Некоторые отличия обусловлены тем, что среди гранитоидов Уруштенского комплекса имеются более кислые, лейкократовые разности, а также их преобразованием обусловленного Na—метасоматозом.

Основные представители комплекса отличаются высоким содержанием MgO, незначительным—K_2O. Габброиды приближаются к среднему составу диабаза, по Дэли; для всех пород характерна их обогащенность Ca, по соотношению щелочей они относятся к натриевому типу.

Серпентиниты Уруштенского комплекса близки к составу гарцбургитов (саксонитов) по Дэли. Пироксениты по расположению фигуративных точек пород, по длине и направлению векторов, наиболее близки к бронзиту, по Дэли.

Породы субстрата представлены разностями основного ряда и средней основности.

Рис. 6. Здесь сопоставлены фигуративные точки нижне-среднепалеозойских интрузивных пород Дзирулы и Малого Кавказа (Даларская, Арзаканская, Агверанская, Храмская и Локская интрузии).

Среднепалеозойские породы представлены разностями от основных до ультракислых; нижнедевонская (?) Агверанская интрузия—лишь кварцевыми диоритами, а верхнедевонские интрузии (Храм, Лок и Дзирула)—разностями от основных до ультракислых. Лишь в Храмской интрузии одна разность приближается к ультраосновным породам, а две—к щелочной ассоциации.

Среди пород субстрата ультракислых разностей не констатировано; все породы входят в комплекс от кислых до основных.

Направление роя векторов на правой части диаграммы показывает преобладание пород, пересыщенных глиноземом. Направление роя векторов слева—указывает на преобладание в породах натрия над калием.

Рис. 7. Здесь сопоставлены фигуративные точки ультраосновных пород Большого Кавказа всего палеозоя (часть и докембрия). Для удобства сопоставления на диаграмме А. Н. Заварицкого химических анализов ультраосновных пород, нами в эту систему для дополнительной характеристики внесены некоторые изменения, примененные Н. Д. Соболевым (1952) при изучении ультрабазитов Большого Кавказа, а А. Н. Заварицким (1939)—при исследовании качества железных руд.

Параметры первой дополнительной характеристики—m′, c′, f′, заменены соответственно z, y и x; при этом химический и минеральный состав ультрабазитов выражаются длиной и направлением вектора, пологие векторы указывают на пироксенитовый тип горной породы, крутые—на дунитовый, наклонные отображают лерцолитовый, а длинные—гарцбургитовый тип ультрабазитов. Следует подчеркнуть, что в случае серпентинитов, когда нет оснований для определения их родоначальной породы, длина и направление вектора дают однозначный ответ на этот вопрос.

Параметры второй дополнительной характеристики—отношение Na: K, заменены отношением FeO: Fe_2O_3, вектор которого отображает важнейшую особенность ультрабазитов—степень их серпентинизации; чем круче вверх идет вектор в левой части диаграммы, тем больше в породе FeO и, следовательно, тем слабее она серпентинизирована. Пологое ее направление указывает на богатство Fe_2O_3 и на большую степень серпентинизации ультрабазита.

Из анализа указанной диаграммы для ультрабазитов Большого Кавказа видно, что подавляющее большинство их характеризуется как перидотиты, главным образом, гарцбургитового, реже лерцолитового типа, что отвечает, по Н. Д. Соболеву, действительности.

Согласно второй дополнительной характеристике можно отметить, что большинство ультрабазитов в значительной мере серпентинизировано.

Рис. 8-а и 8-в. На этих диаграммах показаны, вследствие недостаточной расчлененности многих интрузий, фигуративные точки как «серых», так и «красных» гранитоидов. Помещены они на двух диаграммах вследствие большого количества точек.

Все точки сгущены в верхней части диаграммы; преобладают кислые (до ультракислых) и средние породы; основные разности играют вполне подчиненную роль. Все разности не выходят за границу известково-щелочных и щелочных ассоциаций пород. Средние составы гранитов белореченского и балкарского типа мало отличаются друг от друга.

В химизме пород «красных» гранитов заметно преобладание калия над натрием даже в породах средней кислотности (например, в диоритах).

Направление роя векторов на правой части диаграммы показывает общее преобладание пород, пересыщенных глиноземом; направление векторов слева—указывает на преобладание в породах натрия над калием.

Рис. 9. Расположение фигуративных точек позднедевонских гранитоидов района Кавказских минеральных вод (КМВ) показывает принадлежность их к кислым и ультракислым разностям. Увеличенная кислотность последних, возможно, связана с процессами окварцевания.

Характерно противоположное направление роя векторов на правой части диаграммы, что показывает наличие пород разного состава. Направление роя векторов слева указывает на равные количества в породах натрия и калия.

Рис. 10. На двух частях диаграммы показаны ареалы фигуративных точек средне-верхнепалеозойских кислых интрузий Главного хребта и района Кавказских минеральных вод (КМВ). Из сопоставления их вытекает, что гранитоиды Главного хребта уклоняются в сторону несколько большей щелочности, а в гранитоидах КМВ преобладают более кислые (до ультракислых) разновидности.

Рис. 11. Расположение фигуративных точек пород нижне-среднеюрского комплекса эффузивов северного склона Большого Кавказа показывает наличие разностей от основных до кислых. Имеются отклонения в сторону щелочных ассоциаций.

Направление роя векторов на правой части диаграммы указывает на преобладание пород, пересыщенных глиноземом. Направление роя векторов слева—показывает преобладание в породах натрия над калием; имеются единичные отклонения.

Все породы горы Кабарджин (правобережье Терека) очень близки между собой и по своему минеральному и химическому составу составляют часть ряда нормальной естественной кристаллизационно-дифференцированной серии пород от базальтов до риолита. Лавы каждого последующего излияния или экструзии становились все более кислыми.

Рис. 12. В комплексе пород нижнеюрской вулканогенной толщи Малого Кавказа констатируются, на основании распределения их фигуративных точек, все разности пород от основных до кислых нормального известково-щелочного ряда.

Направление роя векторов на правой части диаграммы показывает на преобладание пород, пересыщенных глиноземом. Направление роя векторов слева—подчеркивает резкое пробладание в породах натрия над калием.

Рис. 13. Фигуративные точки пород среднеюрского вулканогенного комплекса Малого Кавказа повторяют в общем картину для нижнеюрского комплекса. Здесь также развиты все разности пород от основных до кислых. Некоторые разности достигают границы щелочной ассоциации пород. Отмечается в некоторых породах резкое преобладание калия над натрием (см. направление роя векторов слева).

Рис. 14. Расположение фигуративных точек подчеркивает большую основность пород юрско-нижнемелового вулканогенного комплекса Малого Кавказа по сравнению со среднеюрским этой области. Присутствуют лишь средние и основные эффузивы, кислых нет. Местами породы достигают границы щелочной ассоциации пород.

Направление роя векторов на правой части диаграммы показывает на преобладание пород нормального известково-щелочного ряда. Направление роя векторов слева—указывает на преобладание в породах натрия над калием.

Рис. 15. Анализ расположения фигуративных точек показывает, что нижне-, средне- и верхнеюрские интрузивные породы южного склона Главного хребта представлены всеми разностями, от основных до кислых; последние несколько преобладают. Выявить различие между верхнеюрскими (Хевская и Чалванская), лейасовыми и батскими интрузиями затруднительно.

Направление роя векторов на правой части диаграммы показывает на наличие пород как нормального известково-щелочного ряда, так и пересыщенных глиноземом. Направление роя векторов слева указывает на преобладание в породах натрия над калием, в единичных случаях они находятся в равных количествах.

Рис. 16. Расположение фигуративных точек показывает, что комплекс пород верхнемеловой вулканогенной толщи Малого Кавказа представлен всеми разностями, от

основных до кислых. Знаменательно, что многие разности пород относятся уже к щелочной ассоциации, чего не наблюдалось в более ранних вулканогенных толщах.

Направление роя векторов на правой части диаграммы показывает на наличие пород как нормального известково-щелочного ряда, так и пересыщенных глиноземом. Направление роя векторов слева—указывает на существенное преобладание в породах натрия над калием.

Рис. 17. Расположение фигуративных точек показывает наличие в эоценовой вулканогенной толще Малого Кавказа полного комплекса пород, от основных до кислых включительно; характерно присутствие разностей щелочной ассоциации в большем количестве, чем в верхнемеловой вулканогенной толще.

Породы среднеэоценовой вулканогенно-осадочной толщи Аджаро-Триалетии Г. С. Дзоценидзе (1948), исходя из химического состава, относит к известково-щелочному типу, близко стоящему к породам Йеллоустонского парка.

Направление роя векторов на правой части диаграммы показывает на малое количество пород, пересыщенных глиноземом. Направление роя векторов слева подчеркивает увеличение в породах количества калия по сравнению с комплексом пород верхнемеловой вулканогенной толщи.

Рис. 18. Расположение фигуративных точек показывает, что комплекс верхнеэоценовых интрузивных пород Малого Кавказа представлен средними и основными разностями; кислых очень мало. Увеличивается, по сравнению с комплексом пород эффузивной эоценовой толщи, количество разностей щелочной ассоциации пород.

Направление роя векторов на левой части диаграммы указывает на преобладание в породах натрия над калием.

Рис. 19. Расположение фигуративных точек позднеэоценовых интрузивных пород Алавердской группы показывает принадлежность всего комплекса к нормальному ряду известково-щелочных пород, от основных до кислых включительно. Наиболее основными являются жильные разновидности комплекса.

Направление роя векторов на правой половине диаграммы показывает преобладание пород, пересыщенных глиноземом. Направление роя векторов слева указывает на существенное преобладание в породах натрия над калием.

Рис. 20. Комплекс интрузивных позднеэоценовых пород западной части Сомхетско-Ганджинской зоны представлен разностями, от основных до кислых включительно. Расположение их фигуративных точек сходно с таковым для пород Алавердской группы, что является косвенным указанием на их одновозрастность. Выделяются породы, сильно пересыщенные глиноземом (Тавушского массива).

Выделяется Кохбская (Шнохская) интрузия, все разновидности пород которой характеризуются натриевым обликом. Наиболее кислые породы—биотитовые кварцевые диориты центральной части интрузии, содержат и наибольшее количество K_2O.

Все разновидности пород относятся в общем к ряду пересыщенных глиноземом; средний состав пород Кохбской интрузии близок к среднему кварцевому диориту по Дэли, отличаясь только некоторой повышенной кислотностью, но пониженной щелочностью, в частности, пониженным содержанием калия.

Рис. 21. Расположение фигуративных точек интрузивных пород восточной части Сомхетско-Ганджинской зоны показывает на принадлежность комплекса к нормальному ряду известково-щелочных пород, от основных до кислых включительно. Картина сходна с таковой для Алавердской группы и интрузий западной части упомянутой зоны. Некоторые разности пород достигают границы щелочной ассоциации пород.

Направление роя векторов на правой части диаграммы показывает наличие примерно равного количества пород нормального известково-щелочного ряда и пересыщенных глиноземом. Рой векторов слева—указывает на резкое преобладание в породах натрия над калием.

Нижнемеловые кварцевые диориты Мехманинской интрузии (№ 1—2) не выделяются из пород всего позднеэоценового комплекса.

Петрографически все породы Мехманинской интрузии представляют собой нормальные гранитоидные породы, умеренно насыщенные кремнекислотой и щелочами. Количество Na_2O значительно преобладает над K_2O; отмечается некоторый избыток

CaO. Сопоставление химических составов отдельных разновидностей интрузии со средними составами по Дэли позволяет относить их к банатиту, тоналиту, кварцевому диориту и диориту.

Рис. 22-а и 22-б. Расположение фигуративных точек ярко рисует картину магматической дифференциации очага позднеэоценового времени. Представлен весь дифференциационный ряд от ультраосновных пород до кислых (рис. 22-а). На второй диаграмме (рис. 22-б), построенной по методу Н. Д. Соболева, показаны только ультраосновные породы. Из ее анализа вытекает, что ультрабазиты представлены главным образом перидотитами гарцбургитового, реже лерцолитового типа.

Рис. 23. Анализ расположения фигуративных точек позднеэоценовых интрузивных пород Бзовдальского хребта показывает преобладание кислых и средних пород; имеются также щелочные разности и ультраосновные, что указывает на существенную дифференциацию интрузий.

Рис. 24. Из анализа расположения фигуративных точек отчетливо явствует, что комплекс позднеэоценовых интрузивных пород Памбакского хребта сложен кислыми, средними и щелочными породами, взаимосвязанными переходными разностями. Редкий пример далеко зашедшей дифференциации единого магматического очага.

Анализ диаграмм химизма пород щелочного комплекса показывает, что все верхнеэоценовые интрузивные породы Памбака представляют собою естественную ассоциацию, о чем можно заключить по расположению векторов в виде роя. Далее отчетливо видно закономерное изменение состава последовательно образовывавшихся пород, указывающее на общий ход магматической дифференциации и отклонения от нее, зависящие, очевидно, от других причин, в частности, от явлений гибридизма и ассимиляции. Эти отклонения особенно значительны для щелочных пород интрузивов.

Характерное положение некоторых эффузивов и интрузивов щелочного состава показывает, что те и другие произошли из одного магматического очага. Характерно, в частности, сохранение соотношения щелочей калия и натрия, что не имело бы места, если бы интрузивные щелочные породы формировались в результате только ассимиляции гранитной магмой щелочных эффузий.

Рис. 25. Анализ расположения фигуративных точек показывает, что комплекс пород Цавской интрузии представлен кислыми и средними разностями. Породы Кафанского района дают более широкий диапазон—от кислых до основных включительно, причем здесь много жильных разновидностей.

Некоторые исследователи склонны считать эти интрузии раннемиоценовыми, но сопоставление этой диаграммы с таковыми для Мегринского плутона (рис. 32, 33 и 34) показывает их различия. Сравнение же этой диаграммы с таковой для интрузивных пород восточной части Сомхетско-Ганджинской зоны (рис. 21) показывает их большое сходство.

Сопоставление этой диаграммы с диаграммой для древних палеозойских ультраосновных пород Большого Кавказа (рис. 7) показывает, что позднеэоценовые гипербазиты обладают весьма схожими особенностями с таковыми Большого Кавказа, несмотря на столь большую разницу в их возрасте.

Отсюда можно сделать интресный вывод, что характер магмы за этот большой промежуток времени почти не изменился. Сравнение средних анализов этих трех групп показывает, что количество кремнезема и глинозема остается почти неизменным, сумма окислов железа и магния кверху несколько уменьшается, а кальция и щелочей в слабой степени увеличивается.

Рис. 26. Здесь сопоставлены ареалы фигуративных точек позднеэоценовых средних и кислых интрузивных пород различных районов и тектонических зон Малого Кавказа.

Для Аджаро-Триалетской зоны отчетливо видно появление пород щелочной ассоциации вдоль всей границы известково-щелочных и щелочных ассоциаций пород.

Породы Алавердской, Шамшадинской и Ганджинской (Кедабек—Дашкесан—Зурнабад—Ганджа) групп, находящихся в одной тектонической зоне (северной части Сомхетско-Карабахской зоны), обладают сходным составом пород нормального известково-щелочного ряда. Породы Бзовдальского хребта, расположенные в юго-за-

падной части Сомхетско-Карабахской зоны, в более поднятой области, уклоняются местами в сторону щелочной ассоциации. Комплекс пород Памбакского хребта приурочен к наиболее поднятой части Армянской тектонической зоны; отличается наличием щелочных разностей, представляющих продукт далеко зашедшей дифференциации магмы, давшей в первый период кислые и средние породы (рис. 24). Отсюда следует с очевидностью, что ход процесса дифференциации магмы обусловлен структурными условиями района.

Рис. 27. На диаграмме показаны в объединенном виде ареалы фигуративных точек всех позднеэоценовых интрузивных пород Малого Кавказа—кислых, средних и гипербазитового пояса. Отчетливо видно все разнообразие пород—результат магматической дифференциации.

Рис. 28. Диаграмма отчетливо иллюстрирует весь комплекс пород олигоценовой вулканогенной толщи Малого Кавказа. Фигуративные точки показывают наличие непрерывного ряда эффузивов от основных до кислых и ультракислых включительно, что является отличительной особенностью этого магматического цикла, закончившегося в нижнемиоценовое время внедрением мощных гранодиоритовых интрузий.

Направление роя векторов на правой части диаграммы показывает для кислых и ультракислых разностей пересыщенность их глиноземом. Направление роя векторов слева—указывает на существенное преобладание в породах натрия над калием.

Рис. 29. Расположение фигуративных точек этой диаграммы идентично таковому верхней половины предыдущей (для олигоценовых эффузивов Малого Кавказа). Олигоценовая вулканогенная толща Приэльбрусья, Чегема и Казбека представлена, следовательно, средними и кислыми эффузивами; основные отсутствуют. Присутствуют породы как нормального известково-щелочного ряда, так и пересыщенные глиноземом.

Рис. 30. Фигуративные точки пород Теплинского типа показывают наличие в нем разностей от основных до кислых включительно; особое положение занимают гипабиссальные трахилипариты Пятигорья. Щелочные и другие породы Западного Кавказа являются связующими между породами Теплинского типа и лакколитов.

В целом же распределение фигуративных точек этой диаграммы идентично таковому на рис. 28—для олигоценовой вулканогенной толщи Малого Кавказа. Это указывает на их «кровное» родство и преемственность между эффузивной и интрузивной фазами единого магматического цикла.

Рис. 31. Расположение фигуративных точек раннемиоценовых интрузивных пород Айоцдзорской группы показывает принадлежность их в большей части к средним и кислым разностям; большинство точек находится вправо от кривой риолит—базальт. Породы Далидагской интрузии относятся к кислым разностям, чем выделяются на общем фоне роя точек.

Направление роя точек на левой части диаграммы указывает однозначно на некоторое увеличение содержания калия в породах, по сравнению с таковыми более раннего возраста.

Рис. 32. По расположению фигуративных точек отчетливо видно, что породы первой фазы внедрения Мегринского плутона представлены полным комплексом разностей—от ультраосновных до кислых включительно. Отмечается переход к щелочной ассоциации, особенно у жильных разновидностей. Общая картина хода дифференциации напоминает таковую для Тежсарского щелочного комплекса (рис. 24).

Направление роя векторов на правой части диаграммы показывает преобладание пород нормального известково-щелочного ряда. Направление роя векторов слева—указывает на существенное участие калия в составе пород.

В химическом составе различных пород монцонитовой фазы наблюдаются некоторые общие черты: повышенное содержание щелочей с изменчивыми соотношениями $Na_2O : K_2O$, глинозема и фемических частей за счет некоторого увеличения суммы Fe_2O_3+FeO. Следует отметить, что соотношения $CaO : MgO$ и $CaO: (Na_2O+K_2O)$ всегда остаются постоянными.

Средний химический состав мегринского монцонита не отличается существенно от среднего химического состава монцонита по Дэли.

Рис. 33. Расположение фигуративных точек отчетливо показывает, что породы

второй и третьей фаз внедрения Мегринского плутона представлены в сущности одним комплексом пород—кислым (гранодиоритами). Обширное поле точек за контуром второй фазы представлено лишь жильными разновидностями. Поэтому правильнее было бы говорить о третьей фазе, как о жильной фазе внедрения.

Направление роя векторов на правой части диаграммы показывает явное преобладание пород нормального известково-щелочного ряда. Направление роя векторов слева—указывает на существенное участие в составе пород калия.

Рис. 34. Сравнение этой диаграммы с предыдущей (рис. 33) показывает, что породы западной части Мегринского плутона представлены тем же комплексом второй фазы (банатитовой). Характерно меньшее развитие здесь жильных разновидностей.

Рис. 35. Анализ расположения фигуративных точек интрузивных пород Баргушатской группы показывает наличие полного комплекса разностей от основных до кислых включительно.

Направление роя векторов на обеих частях диаграммы сходно с таковым для пород Мегринского плутона (рис. 32 и 33), что подтверждает их синхронность.

Рис. 36. Сопоставление показанных ареалов фигуративных точек пород разных групп интрузий показывает полное сходство раннемиоценовых комплексов пород Мегринского плутона (особенно западной его части), интрузий Баргушатского хребта и Айоцдзорского района.

Наличие щелочных пород в Мегринском плутоне объясняется его размерами; при более медленном и длительном его становлении процесс дифференциации, естественно, дошел до своего логического конца—образования щелочных пород.

Рис. 37. Анализ расположения фигуративных точек отчетливо показывает сходство комплексов пород Кельской и Зангезурской (Горис, Ишихлы) ингрессивных вулканогенных толщ. Представлены они главным образом средними и кислыми разностями. Сюда же примыкают и лавы дислоцированной (нижней) свиты Казбека, параллезируемой нами с нижней (дислоцированной) вулканогенной свитой Эльбруса, относимой к олигоцену.

Лавы Кельского плато относятся к типу дацитов; имеются типичные дациты и переходные разности, связывающие их как с андезитами, так и с трахитами, липаритами и пантеллеритами. Все породы обычно несколько пересыщены глиноземом, что обусловлено, по-видимому, вхождением его в темноцветные компоненты.

Направление роя векторов на правой части диаграммы показывает преобладание пород, пересыщенных глиноземом. Направление роя векторов слева—указывает на существенное преобладание в составе пород натрия над калием.

Рис. 38. Из анализа расположения фигуративных точек отчетливо явствует, что вулканогенный комплекс пород четвертичного возраста на Кавказе представлен разностями от основных до кислых включительно. К кислым разновидностям относятся пемзы и туфы.

Согласное направление роя векторов на правой части диаграммы показывает преобладание пород нормального известково-щелочного ряда. Направление роя векторов на левой части диаграммы указывает на существенное преобладание в составе пород натрия над калием.

Рис. 39. На этой диаграмме сопоставлены фигуративные точки средних составов разновозрастных вулканогенных толщ, интрузий и метаморфических сланцев субстрата Кавказа, чтобы проследить эволюцию химического состава магмы от докембрия до постплиоцена.

Расположение точек показывает, что все породы принадлежат одной известково-щелочной ассоциации. Лишь местами констатируются разности, переходящие к щелочной ассоциации пород.

Средние вычисленные химические анализы пород, по которым рассчитаны указанные числовые характеристики фигуративных точек, приведены в табл. 10.

Рис. 40. Здесь сопоставлены фигуративные точки средних составов объединенных разновозрастных эффузивных, интрузивных и метаморфических комплексов Кавказа. В основном подтверждается предыдущий вывод о принадлежности всех комплексов одной известково-щелочной ассоциации пород.

Средние вычисленные химические анализы разновозрастных комплексов пород, по которым рассчитаны указанные числовые характеристики фигуративных точек, приведены в табл. 11. Там же приведен вычисленный средний состав магмы Кавказа по эффузивным и интрузивным комплексам, а также средний состав субстрата Кавказа.

Рис. 41. Здесь сопоставлены ареалы фигуративных точек средних составов объединенных одновозрастных эффузивных и интрузивных образований, сгруппированных по периодам.

Из диаграммы отчетливо явствует, что на всем протяжении времени, от докембрия до четвертичного периода включительно, магма неуклонно эволюционировала в одном направлении—в сторону большей щелочности, оставаясь в основном щелочно-земельной, что является естественным законом; только в позднеэоценовый и раннемиоценовый интрузивные периоды магма местами (Памбак, Мегри—районы наибольшего поднятия субстрата) приобретала щелочной характер.

Замечено, что щелочность повышается по мере приближения к платформе и к срединным массивам (т. е. поднятиям).

Постоянный состав магматических образований начальных этапов развития различных геосинклиналей, когда магматический очаг располагается ниже поверхности Мохо, указывает на однородный состав подкорового вещества Земли.

Вопрос эволюции магмы имеет большое значение еще и в том отношении, что с ней косвенным образом связан процесс становления жизни на Земле. Предполагается, что в связи с эволюцией магмы генетически может быть связан процесс преобразования простейших соединений C, N, H и O (В. Н. Фроловская, 1964). Это изменение шло временами скачкообразно, что, несомненно, обусловлено тектоническими условиями отдельных районов (зон). В районах древних поднятий (устойчивых), где процесс дифференциации в магматическом очаге не нарушался дислокационными явлениями, магма эволюционировала до своего естественного предела—образования щелочных пород.

Там, где этот процесс нарушался в результате перестройки соответствующей структуры, естественно, прерывалась на разных своих этапах (стадиях) и эволюция магмы.

В заключение коснемся среднего состава всего магматического комплекса Кавказа. Первая попытка в этом направлении была сделана С. П. Соловьевым (1952), имевшим в то время еще недостаточное количество химических анализов; в нашем распоряжении их было около 3000.

Ниже, в табл. 12, сопоставлены вычисленные средние составы эффузивного, интрузивного и метаморфического комплексов Кавказа в целом, а также средний состав магмы Кавказа. Там же помещены, по данным С. П. Соловьева (1952), старые средние составы магматических комплексов Кавказа и Дальнего Востока.

Эти средние данные являются, конечно, в известной степени приближенными, так как не учтено соотношение количества анализов (часто малочисленных) к объему соответствующей интрузии (и комплекса).

Вычисленный средний химический состав магматического комплекса Кавказа близок к составу диорита. Если подсчитать средний состав магматических комплексов для Большого и Малого Кавказа в отдельности, то видно, что комплекс последнего имеет несколько более основной характер по сравнению с комплексом Большого Кавказа (за счет большего развития мезозойских и кайнозойских эффузий и третичных гранодиоритовых интрузий).

Количественное развитие определенных магматических пород было не одинаковым в разные эры, почему и средний состав продуктов магматической деятельности был в это время далеко не одинаковым

Таблица 2

Средние составы эффузивного, интрузивного и метаморфического комплексов Кавказа

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O-	H_2O+	Сумма	Примечания
60,30	0,58	16,54	3,57	2,43	0,21	2,66	4,93	3,61	2,54	0,78	1,85	100,00	Средний состав эффузивного комплекса Кавказа
59,28	0,50	15,70	2,83	3,01	0,11	4,84	4,80	3,31	2,64	0,56	2,39	100,00	Средний состав интрузивного комплекса Кавказа
64,05	0,83	14,79	3,53	2,84	0,02	3,56	2,81	2,64	1,66	0,10	3,18	100,00	Средний состав пород субстрата Кавказа
59,65	0,53	16,01	3,09	2,81	0,15	4,06	4,85	3,42	2,60	0,63	2,20	100,00	Средний состав магмы Кавказа (по К. Н. Паффенгольцу)
58,58	0,83	16,65	3,15	2,99	0,12	3,45	6,32	3,43	2,17	2,10	0,21	100,00	Средний состав магмы Кавказа (по С. П. Соловьеву)
59,18	1,02	16,03	3,11	3,31	0,15	3,19	5,22	3,36	2,86	2,22	0,35	100,00	Средний состав магматических пород Дальнего Востока

(см. рис. 40). Это положение имеет существенное значение для общей петрологии (и геохимии), в частности, для понимания общего развития магматической жизни на Земле.

Между средними составами главнейших петрографических разновидностей интрузивных и эффузивных пород Кавказа и средними составами аналогичных пород Дэли констатируются как отличительные, так и сходные черты. Эти расхождения отчетливо выявляются по числовым характеристикам (особенно дополнительным) А. Н. Заварицкого. Так, например, средние составы интрузивных пород Армении характеризуются повышенным содержанием Al_2O_3, но пониженным количеством SiO_2, Na_2O (Na_2O+K_2O). Эффузивы же Армении характеризуются пониженным содержанием TiO_2 и (Fe_2O_3+FeO).

В общих чертах средние составы пород интрузивной фации Армении отличаются от таковых эффузивной фации повышенным количеством FeO, MgO, CaO, но пониженным количеством Fe_2O_3, Na_2O. Средний состав интрузивных пород Армении значительно кислее и щелочнее среднего состава эффузивных пород.

Магматический комплекс Армении характеризуется пониженным кларком кремния, часто калия, но повышенным—алюминия, часто железа, магния и кальция, по сравнению с магматическими комплексами других районов СССР. По величине кларков некоторых петрогенных элементов магматический комплекс Армении обнаруживает сходство с магматическими комплексами Кавказа, Урала и Дальнего Востока.

В магматических комплексах СССР кларк натрия довольно постоянен, а кларк калия более или менее изменчив.

Земная кора на территории Армении характеризуется, по сравнению с кларками элементов земной коры, несколько повышенными клар-

ками Ca, Fe, Al и пониженными Ti, K. Порядок убывания величин кларков распространенных элементов одинаков в исследуемой части земной коры и в земной коре в целом (С. И. Баласанян, 1959).

ВЫВОДЫ

На основании разобранных данных по химизму разновозрастных магматических комплексов Кавказа можно сделать следующие выводы

1. Химический состав пород гипербазитового пояса закономерно изменяется от перидотитов до кварцевых диоритов и гранодиоритов включительно.

2. Магматические циклы (эффузивные и интрузивные) обычно стартуют с основных и ультраосновных пород; затем, далее кверху они не изменяются постепенно до кислых разностей; в них на известных интервалах проявляются (вклиниваются) резкие увеличения кислотности, сменяющиеся затем вновь некоторым ее падением, в соответствии с общей направленностью «прерванного» цикла. Такой цикл можно назвать непрерывно-прерывистым; видимо, такой характер его обусловлен тектоническими подвижками отдельных блоков, близко расположенного жесткого субстрата, влиявшего на течение процесса дифференциации магмы.

3. На всем протяжении времени, от докембрия до четвертичного периода включительно, магма неуклонно эволюционировала в одном направлении—в сторону большей щелочности (см. рис. 41), оставаясь в основном щелочно-земельной. Только в верхнеэоценовый и нижнемиоценовый интрузивные периоды магма местами (Памбак, Мегри—районы наибольшего поднятия субстрата) приобретала щелочной характер.

Родоначальная магма была единая—перидотитовая. Щелочные нефелиновые породы возникают в результате эволюционного процесса дифференциации магмы, протекающей в глубоких частях магматических резервуаров, при особых тектонических условиях, обусловливающих последовательное изменение состава магмы.

Указанная эволюция магмы не имела ровный (постепенный) характер; многочисленные орогенические фазы, естественно, нарушали этот процесс, но общая направленность магматических циклов сохранялась. Таким образом, и здесь подтверждается непрерывно прерывистый магматический процесс, только более длительного ритма.

4. Поствулканическая деятельность почти всегда характеризуется присутствием бора, что выражается в распространенности турмалина. Фтор, как правило, отсутствует. Присутствует он, притом в громадных количествах, лишь на Тырныаузе, в связи с чем Тырныаузский интрузивный комплекс представляет пока в Кавказском хребте своего рода уникум.

5. Средний вычисленный химический состав магмы Кавказа близок к составу диорита.

ном порядке по районам и группам

ласт	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому													
	a	c	b	s	a′	f′	m′	c′	n	φ	t	Q	a/c	
	10,9	6,4	16,3	66,4	—	44,4	41,8	13,8	72,0	25,0	4,6	1,1	1,7	1
	12,9	5,3	6,6	75,2	—	54,7	33,7	11,6	69,8	23,1	19,3	0,55	2,4	2
	12,3	5,3	13,6	68,8	—	41,7	46,2	12,1	73,3	23,1	7,7	0,6	2,3	3
	13,8	2,8	4,1	79,3	23,7	49,2	27,1	—	60,6	37,3	28,2	0,35	4,9	4
	14,3	4,9	7,6	73,2	—	55,6	35,2	9,2	62,4	39,0	12,9	0,8	2,9	5
	11,6	5,9	14,4	68,1	—	45,6	40,8	13,6	70,0	26,2	0,9	7,1	1,96	
	9,8	7,0	25,1	58,1	—	19,5	34,1	46,4	76,8	13,0	—10,4	2,2	1,4	6
	14,2	2,3	3,4	80,1	—	52,0	30,0	18,0	73,7	44,0	29,5	0,2	6,2	7
	6,5	8,5	7,0	78,0	—	22,2	76,5	1,3	94,6	4,9	34,5	0	0,76	8
	12,0	4,1	4,8	79,1	—	54,6	45,4	0	84,1	33,3	30,1	0,09	3,0	9
	9,4	2,6	12,2	75,8	49,1	19,6	31,3	—	39,9	13,4	30,2	0	3,6	10
	13,4	2,9	10,4	73,3	—	59,6	21,1	19,3	60,6	42,3	16,9	0,8	4,6	11
	12,6	5,3	8,1	74,0	1,7	54,7	43,6	—	70,3	27,4	17,5	0,5	2,8	12
	12,5	4,2	7,6	75,7	18,1	43,3	38,6	—	65,2	22,0	22,2	0,27	3,0	13
	10,6	6,4	10,8	72,2	9,0	48,1	42,9	—	72,8	26,9	16,8	0,1	1,65	14
	12,0	5,3	9,4	73,3	—	49,6	45,2	5,2	70,7	18,0	0,5	17,3	2,3	
	16,7	1,4	2,6	79,3	—	52,6	34,9	13,2	55,6	21,1	23,8	0,25	11,9	15
	10,2	6,1	9,6	74,1	—	49,3	42,7	8,0	71,2	23,1	0,6	21,7	1,7	107
	10,0	3,4	8,6	78,0	48,0	32,6	19,4	—	64,0	17,0	0,25	32,6	2,9	108
	11,5	5,5	13,1	69,9	—	42,5	46,3	11,2	69,5	11,7	0,9	11,3	2,1	109
	11,1	5,4	9,4	74,1	—	52,6	42,2	5,2	56,3	20,7	0,6	20,6	2,0	110
	6,9	7,2	27,2	58,7	—	41,2	39,4	19,4	81,3	8,0	2,0	— 3,6	0,96	111
	9,8	5,7	11,9	72,6	—	45,8	44,0	10,2	68,5	14,7	0,8	19,9	1,7	
	10,3	1,7	21,3	66,7	—	39,0	32,5	28,5	84,5	20,5	1,6	—11,1	6,1	112
	8,5	8,8	10,9	71,8	—	64,0	32,7	3,3	72,4	37,4	0,6	17,8	1,0	113
	14,0	6,4	20,3	59,3	—	52,3	37,7	10,0	60,3	47,4	0	—15,8	2,2	114
	10,2	7,2	15,9	66,7	—	53,1	41,3	5,6	81,5	30,2	1,4	5,8	1,4	
	8,7	6,5	13,5	71,3	4,3	51,9	43,8	—	80,0	30,0	0,9	18,7	1,3	115
	9,8	7,3	16,2	66,7	—	47,8	38,3	13,9	82,0	20,7	0,5	6,5	1,3	116
	8,6	5,6	17,7	68,1	29,4	40,1	30,5	—	73,8	20,6	0,9	13,4	1,5	117
	9,5	7,0	13,8	69,7	—	54,0	43,0	3,0	80,0	27,2	0,8	13,4	1,35	
	12,6	5,3	12,5	69,6	—	52,3	46,0	1,7	76,0	24,1	0,9	8,7	2,4	118
	12,8	5,2	10,1	71,9	5,5	45,2	49,3	—	69,0	22,0	0,8	13,0	2,5	119
	12,4	5,2	10,1	72,3	—	45,6	37,0	17,4	77,6	15,9	0,6	14,6	2,4	120
	12,7	5,3	11,2	70,8	—	50,0	46,8	3,2	74,2	23,1	0,9	10,9	2,4	
	8,8	7,8	17,6	65,0	—	49,0	49,3	1,7	78,6	29,4	0,6	6,2	1,1	121
	8,8	3,1	10,5	77,6	35,7	38,9	25,4	—	81,4	24,2	0,35	34,5	2,8	122
	8,9	4,9	12,1	74,1	18,4	47,1	34,5	—	81,0	28,7	0,5	25,5	1,8	
	13,2	1,5	7,6	77,7	59,1	31,3	9,6	—	65,7	5,2	0,34	27,5	8,8	123
	12,1	3,3	0,6	84,0	—	—	n^1=44,4	55,5	76,3	33,3	0,31	40,5	3,7	124
	15,4	0,7	4,4	79,5	45,4	48,5	6,1	—	71,8	39,4	0,25	27,5	22,0	125
	12,3	0,1	7,3	80,3	82,0	16,2	1,8	—	47,3	12,5	0,16	35,9	123,0	126
	11,6	3,2	9,6	75,6	12,7	33,8	53,5	—	52,5	15,5	0,45	24,8	3,6	127
	13,9	0,9	5,3	79,9	44,4	40,7	14,9	—	64,8	24,7	0,25	31,1	15,4	
	13,1	3,6	6,8	76,5	10,0	48,8	41,2	—	67,7	16,2	0,53	23,2	3,6	128
	12,1	4,7	10,8	72,4	—	48,7	44,2	7,1	60,5	19,5	0,8	15,9	2,6	129
	12,6	3,1	7,0	77,3	17,5	49,5	33,0	0,7	66,7	21,4	0,43	26,3	4,0	130
	11,6	4,5	7,1	76,8	1,8	47,2	51,0	—	67,0	9,6	0,43	25,9	2,6	131
	8,5	8,4	18,7	64,4	—	37,3	42,9	19,8	66,7	14,4	0,9	3,4	1,0	132
	12,2	4,0	7,4	76,4	7,3	49,5	43,2	—	65,0	18,3	0,54	24,4	3,1	
	0	0,7	61,6	37,7	—	9,7	89,6	0,7	0	6,9	0	—25,3	0	132′
	10,0	4,6	12,7	72,6	—	42,7	49,2	8,1	64,4	24,9	0,5	20,4	2,2	133
	12,4	1,9	4,3	81,4	24,6	49,2	26,2	—	60,2	37,0	0,24	36,1	6,5	134
	10,4	3,0	7,6	79,0	40,7	37,2	22,1	—	72,7	17,7	0,42	34,2	3,5	135
	12,0	4,4	9,8	73,8	—	45,3	42,4	12,3	71,8	21,6	0,6	19,2	2,7	136
	11,2	5,3	25,3	58,2	—	37,4	42,1	20,5	75,2	14,2	2,8	—11,3	2,1	137
	7,4	7,0	18,8	66,8	18,7	38,8	42,5	—	43,4	20,1	0,85	11,8	1,05	138
	10,8	4,6	9,0	75,6	—	48,8	49,6	1,6	64,0	26,0	0,5	25,0	2,3	
	8,8	3,7	25,5	62,0	—	22,8	70,0	7,2	83,6	9,8	0,6	2,7	2,4	139
	0,9	1,6	57,2	40,3	—	13,3	85,3	0,4	75,0	6,1	0	—20,8	0,56	140
	7,0	9,3	16,1	67,6	3,6	54,8	41,6	—	71,0	10,8	0,9	11,9	0,75	141
	8,3	2,3	16,0	72,5	28,3	35,0	36,7	—	71,0	19,2	1,0	25,2	2,6	142

Таблица 11

озрастном порядке

№ п.п.	SiO_2	T	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому													
			c	b	s	a′	f′	m′	c′	n	φ	t	Q	a/c	
1	57,85	,6	5,9	14,4	68,1	—	45,6	40,8	13,6	70,0	26,2	0,9	7,1	1,96	1
2	62,27	,0	5,3	9,4	73,3	—	49,6	45,2	5,2	70,7	18,0	0,5	17,3	2,3	2
3	63,79	,1	3,4	10,1	73,4	—	39,9	45,2	14,9	62,6	12,2	0,8	17,2	3,8	3
4	58,56	,1	6,1	11,7	70,1	—	52,4	42,0	5,6	64,6	25,6	0,8	9,9	2,0	4
5	65,43	,1	4,2	8,0	74,7	—	47,0	43,6	9,4	65,6	34,2	0,4	19,0	3,0	5
6	62,35	,1	4,7	9,5	72,7	—	51,5	41,2	7,3	65,0	28,0	0,8	14,5	2,8	6
7	60,05	,1	5,3	10,6	71,0	—	51,7	40,2	8,1	64,5	22,8	0,6	10,5	2,5	7
8	45,90	,7	6,0	37,6	51,7	—	19,0	71,3	9,7	80,0	8,2	0,52	—12,0	0,8	8
9	58,52	,8	6,0	10,8	70,4	—	60,7	38,7	0,6	59,5	30,7	0,8	9,2	2,13	9
10	56,46	,0	5,6	10,3	73,1	—	53,2	44,7	2,1	74,7	30,2	0,6	18,6	1,96	10
11	57,09	,2	5,7	12,4	69,7	—	55,8	36,0	8,2	75,0	38,4	1,1	9,3	2,[	11
12	58,90	,3	7,2	9,0	72,5	—	47,5	28,7	23,8	81,8	1,6	0,3	15,2	1,6	12
13	60,37	,8	5,7	11,9	72,6	—	45,8	44,0	10,2	68,5	14,7	0,8	19,9	1,7	13
14	54,08	,2	7,2	15,9	66,7	—	53,1	41,3	5,6	81,5	30,2	1,4	5,8	1,4	14
15	57,24	,5	7,0	13,8	69,7	—	54,0	43,0	3,0	80,0	27,2	0,8	13,4	1,35	15
16	59,08	,7	5,3	11,2	70,0	—	50,0	46,8	3,2	74,2	23,1	0,9	10,9	2,4	16
17	63,48	,9	4,9	12,1	74,1	18,4	47,1	34,5	—	81,0	28,7	0,5	25,5	1,8	17
18	72,59	,9	0,9	5,3	79,9	44,4	40,7	14,9	—	64,8	24,7	0,25	31,1	15,4	18
19	67,06	,1	3,6	6,8	76,5	10,0	48,0	42,0	—	67,7	16,0	0,53	23,2	3,6	19
20	66,63	,2	4,0	7,4	76,4	7,3	49,5	43,2	—	65,0	18,3	0,54	24,4	3,1	20
21	38,32		0,7	61,7	37,6	—	9,7	89,8	0,5	0	6,9	0	—25,5	0	21
22	65,51	,8	4,6	9,0	75,6	—	48,8	49,6	1,6	64,0	26,0	0,5	25,0	2,3	22
23	56,41	,8	3,7	25,5	62,0	—	22,8	69,7	7,5	83,6	9,7	0,6	2,7	2,4	23
24	41,28	,1	1,5	57,2	40,2	—	13,3	86,2	0,5	33,3	6,2	0	—23,3	0,7	24
25	60,30	,0	5,4	11,2	71,4	—	51,6	41,5	6,9	68,2	28,9	0,8	13,4	2,2	25
26	59,24	,3	5,1	14,6	69,0	—	36,7	57,1	6,2	65,3	16,2	0,6	10,3	2,2	26
27	59,62	,8	5,1	13,3	68,8	—	41,2	52,6	6,2	59,2	19,8	0,6	6,9	2,5	27
28	55,12	,0	9,3	16,3	67,4	4,5	54,3	41,2	—	71,0	10,8	0,97	11,5	0,75	28
29	64,55	,3	3,2	16,1	72,4	28,2	34,6	36,9	—	71,1	19,1	1,0	25,0	2,6	29
30	64,26	,2	3,4	16,1	72,3	28,3	34,6	37,1	—	70,5	18,3	0,92	24,8	2,4	30



VI. РАЗМЕЩЕНИЕ ИНТРУЗИВНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ В ОТДЕЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОНАХ

Истинное толкает вперед. Из заблуждения ничего не развивается, оно только запутывает нас.

Гёте

В вопросах прикладной геологии знание всех деталей тектоники и общих ее выводов имеет огромное и подчас решающее значение.

В. П. Ренгартен

Основные закономерности развития вулканической деятельности определяются конкретными процессами созидания геологических структур, в зависимости от которого распределяются в пространстве и во времени разнофациальные комплексы вулканических образований.

И. В. Лучицкий

Частично этот вопрос разбирался выше, попутно при обосновании стратиграфии магматических и метаморфических образований. Ниже эти данные суммируются и делаются соответствующие выводы.

На территории Кавказа интрузивная магматическая деятельность проявлялась периодически, от раннего палеозоя до раннего миоцена включительно; с уверенностью можно говорить о двенадцати циклах этого периода. Анализ геологической и тектонической карт показывает приуроченность их к определенным структурам, отражающим специфику магматических комплексов.

1. Докембрийские магматические и метаморфические образования выступают лишь в центральных частях обоих горных сооружений, преимущественно в областях поднятий. В Рионо-Куринской депрессии они слагают наиболее приподнятую часть ее—Дзирульский срединный массив.

2. Нижнепалеозойские образования встречены в тех же областях, что и предыдущие; площадное развитие их незначительное, что обусловлено размывом за продолжительное время перерыва в течение ордовика и части (?) силура. К ним относятся гнейсовидные граниты Арзаканской интрузии (Армения), приуроченные к верхнепротерозойскому срединному массиву.

3. С новокаледонской (преднижнедевонской) орогенической фазой связаны кварцевые диориты Агверанской интрузии (Армения) на Малом Кавказе. В других областях эта фаза не доказана.

4. В предверхнедевонскую орогеническую фазу сформировался обширный комплекс пород Уруштенской группы интрузий Б. Кавказа.

Породы Уруштенского комплекса развиты в зоне Передового хребта, в междуречье рр. Зеленчук—Уруштен; кроме того, они констатированы в бассейнах рр. Кубани, Баксана, Белой и в кровле гранитных интрузий Главного хребта, а также на юго-западном склоне г. Ятыргварты, хр. Большие Балканы и др. участках (В. В. Плошко, 1965).

5. С преднижнекарбоновой (бретонской) орогенической фазой свя-

заны «красные» граниты Большого Кавказа и Храмские-Локские гранитоиды Малого Кавказа.

«Красные» граниты приурочены к поднятию Главного хребта, а также к его северным зонам, слагая существенную часть эпигерцинской платформы. Гранитоиды Малого Кавказа приурочены к наиболее поднятым Сомхетско-Ганджинской и Армянской тектонических зон. «Красные» граниты, видимо, имеются и в Дзирульском кристаллическом массиве.

6. С предсреднекарбоновой (судетской) орогенической фазой связаны «серые» граниты Главного хребта и лейкократовые («белые») плагиограниты Мисханского района в Армении. «Серые» граниты имеют исключительное развитие в центральной части Главного хребта—области наибольшего его поднятия. Лейкократовые плагиограниты приурочены к наиболее поднятой части Армянской тектонической зоны—Мисханскому срединному массиву.

С орогенической фазой на границе верхнего карбона и нижней перми связывают небольшие интрузии сиенит-порфиров («кератофиров») и гранит-порфиров верховья р. Кубани. Этот район также расположен в той же наиболее приподнятой части Центрального Кавказа. Замечено, что кислые разновидности интрузивных образований преобладают в зоне Главного хребта (более консолидированной), а основные—в зоне Передового хребта (с интенсивной дислокацией).

Площадь выхода гранитоидов докембрийского и палеозойского возрастов составляет почти 23% общей площади всех магматических пород Кавказа. Форма древних гранитоидных тел, вопреки взглядам некоторых исследователей, является не батолитообразной, а граптолитообразной. По данным детальных съемок последних лет, для зоны Главного хребта в верховьях р. Кубани наметилось преобладание согласных пластообразных интрузий гранитов.

7. С орогенической фазой верхнепермского времени связывают дайки кислых порфировидных пород, обнажающихся в районе Кишкитского месторождения. Находится она в глыбово-складчатой (приподнятой) зоне Передового хребта.

8. С предтоарской орогенической фазой на Большом Кавказе предположительно связывали внедрение многочисленных пластовых интрузий габбро-диабазовой формации. В несколько меньшем масштабе подобные интрузии относили к предааленской орогенической фазе. Приурочены они к тектоническим зонам южного склона Главного хребта—областям с интенсивной пликативной дислокацией, осложненной продольными разрывами. Ныне доказывается их палеогеновый возраст.

9. Более крупные и другого типа интрузии связывали с предкелловейской орогенической фазой. К ним относили гранит-порфиры (кератофиры) Садона, гранитоиды Дарьяла, кварцевые диориты, гранодиорит-порфиры и др. породы Гумисты, Келасури, Кодори. Они также палеогеновые.

В Дагестане и до меридиана Казбека к третичному же возрасту следует отнести диабазы, диабазовые порфириты, габбро-диабазы, спилиты, габбро и андезиты, слагающие секущие дайки.

В Абхазии с предкелловейской фазой связывали батские кварцевые диориты, гранодиорит-порфиры и граниты. С одной из фаз верхнеюрского времени связано формирование Хевской и Чалванской интрузий, сложенных кварцевыми диоритами, банатитами и гранодиоритами.

Все вышеупомянутые интрузивные образования спорного возраста располагаются уже вне области центрального поднятия Главного хребта.

10. С предбарремской орогенической фазой на Малом Кавказе связана Мехманинская гранитоидная интрузия, расположенная в погружающейся восточной части Сомхетско-Ганджинской тектонической зоны. Район ее развития отличается спокойной пликативной дислокацией.

С предсеноманской фазой связывают Кардывачско-Санчарский магматический комплекс (габбро-граниты), приуроченный к западной части Центрального поднятия Главного хребта. Следует указать, что в районе развита дизъюнктивная дислокация палеогенового времени.

11. С позднеэоценовой (пиренейской) орогенической фазой, особенно широко проявившейся на Малом Кавказе, связано формирование комплекса многочисленных пород различной основности и кислотности, слагающих большое количество интрузий в трех северных его тектонических зонах; в Нахичеванской зоне позднеэоценовые интрузии отсутствуют, там развиты только раннемиоценовые граниты.

Специфичные интрузивные породы развиты в Аджаро-Триалетской зоне, в западной ее части—на территории Аджарии. Здесь довольно интенсивно дислоцированной вулканогенно-осадочной толще среднего эоцена подчинены интрузии (сиениты, сиенит-диориты, монцониты), характеризующиеся несколько повышенным содержанием щелочей и в частности калия (по сравнению с другими третичными интрузиями Закавказья). С другой стороны, во всей рассматриваемой области имеются потоки и мелкие интрузии базальтов с повышенной, против нормальной, щелочностью (в частности, калибазальта в самой Аджарии), а также таких пород, как тешениты. В этом естественно усматривать родственную связь довольно основных, в общем, аджарских интрузий с базальтовыми эффузиями и общность, а вероятно, и незначительную удаленность во времени происхождения обеих групп пород из одного глубинного очага. Принимая во внимание еще один факт, а именно расположение обеих главных групп интрузий (Озургетской и Мерисской) в каждом случае непосредственно к югу от крупнейших двух надвигов области, в поднятых южных крыльях их, можно предположить, что сама интрузивная фация этих пород объясняется пассивным поднятием дифференцированных на большой глубине частей той же магмы, которая может быть лишь в немного более позднее время не поднялась к поверхности по образовавшимся вслед за надвигами более крутым и открытым трещинам.

Интересно, что в этой зоне Закавказья совсем не известно кислых изверженных пород (кислее андезита), что, по-видимому, свидетельствует о значительной глубинности очага и быстром подъеме магмы к поверхности, благодаря глубоко проникавшим тектоническим трещинам.

Наибольшее количество средних и кислых позднеэоценовых интрузий приурочено к Сомхетско-Ганджинской полого-складчатой зоне. Большинство интрузий, особенно крупных (Алавердская, Кульпинская, Кедабекская), приурочено к сводовым частям сравнительно широких и пологих антиклиналей (местами с антикавказским направлением); значительная Дашкесанская интрузия—к оси близширотной синклинали, осложненной разломом.

В северной части Армянской тектонической зоны—к поясу с интенсивной складчатостью (местами изоклинальной), осложненной продольными разрывами, приурочен комплекс ультраосновных и основных пород. Прослеживается он без перерывов от района сел. Шоржа (Надеждино) на северо-западе почти до р. Аракс на юго-востоке, т. е на протяжении свыше 150 *км*.

Он состоит из многочисленных отдельных крупных и мелких массивов, представленных производными габбро-перидотитовой магмы и

ее дифференциатами, образующими непрерывный ряд от габбро до анортозитов, дунитов и пироксенитов. Размеры крупных интрузий достигают 10—15—20 *км*². При этом констатируется, что по простиранию к юго-востоку, т. е. в направлении уменьшения интенсивности пликативной дислокации, уменьшается ширина указанного офиолитового пояса и количество слагающих его интрузий.

Расположение этого офиолитового пояса Малого Кавказа к югу от Малокавказского надвига в опущенной зоне интенсивно смятых пород позволяет говорить о пассивном поднятии магмы вдоль трещин разломов, следовавших за складкообразованием. Поднятие магмы происходило быстро по глубоким разломам, поэтому ассимиляции боковых пород здесь не наблюдается, а процессы дифференциации выражены относительно слабо.

Интересно структурное положение крупной Новоивановской габбровой интрузии, расположенной к северу от Шоржинской части офиолитового пояса.

В обширной депрессии к западу—северо-западу от сел. Калакент верхнеюрские известняки слагают ряд нормальных синклиналей, соединенных местами антиклинальными перемычками; далее к западу, в районе сс. Ново-Ивановка и Ново-Саратовка, наблюдается уже лишь одна крупная синклинальная складка, опрокинутая на север. К западу от меридиана указанных селений начинается постепенное срезание южного крыла складки и надвигание на него вулканогенной толщи келловея (?) и средней юры. К северо-востоку от сел. Красносельск указанные известняки срезаны и перекрыты уже полностью, причем плоскость надвига, падающая к югу, сочленяется у сел. Верхн. Чамбарак с вышеописанным главным надвигом Малого Кавказа. К этому же разрыву приурочена крупная (около 20 *км*²) интрузия габбро, протягивающаяся от сел. Ново-Ивановка к западу от Чамбаракского перевала на расстояние свыше 12 *км* (при ширине до 3 *км*).

В южной части Армянской зоны протягивается второй пояс (Вединский) основных и частью ультраосновных пород, приуроченный к полосе менее дислоцированных пород.

Встреченные на Малом Кавказе интересные комплексы щелочных пород приурочены почти исключительно к поднятиям в районах с относительно спокойной складчатостью, но осложненной разломами.

На Большом Кавказе позднеэоценовая орогеническая фаза проявилась по всему южному склону. В восточной части Главного хребта (Лагич-Вандамской зоне) с ней М. А. Кашкай связывает формирование своеобразного комплекса основных и частью ультраосновных пород. Район отличается интенсивной пликативной дислокацией, осложненной продольными разрывами.

Последняя орогеническая фаза проявилась на Кавказе в верхнеолигоценовое-нижнемиоценовое время. После этого времени здесь протекали лишь вертикальные колебательные движения разных масштабов и разного знака, обусловившие местами лишь интенсивный эффузивный вулканизм.

Интрузивный магматизм раннемиоценового времени проявился как на Большом, так и на Малом Кавказе, но в разной степени.

На Северном Кавказе с указанной орогенической фазой связано формирование эльджуртинских и др. гранитоидов, а также группы лакколитов района Кавказских Минеральных Вод (КМВ), представленных своеобразными гипабиссальными трахилипаритами. Приурочена эта группа к юго-восточной части Ставропольского поднятия к району сочленения трех тектонических зон (см. рис. 1 и 2), представляющему оригинальный тектонический клин.

В Главном хребте небольшие интрузии этого возраста представлены слабощелочными гранитоидами так называемого теплинского типа, приуроченными к районам наибольших поднятий.

На Малом Кавказе раннемиоценовые гранитоиды развиты в юго-восточной его части в приграничной полосе Армянской и Нахичеванской тектонических зон. Слагают многочисленные интрузии, наиболее крупные из которых приурочены к областям наибольших поднятий.

Так, например, Мегринский плутон, наиболее крупный на Малом Кавказе, располагается в юго-восточной части Нахичеванской зоны, в области обширной антиклинали общекавказского направления, осложненной второстепенными складками и разрывами. Становление интрузии следовало за складчатостью (последняя создавала для нее «пространство»).

Морфологически это наиболее приподнятая часть Зангезурского (Конгуро-Алангёзского) хребта с высотами от 3159 *м* (г. Союх) до 3917 *м* (г. Капутджух). На советской территории по левобережью р. Аракс площадь интрузии свыше 800 *км*^{2}, по правобережью указанной реки она слагает значительную часть Иранского Карадага.

По всей совокупности признаков—крупным своим размерам, отсутствию пород почвы, крутым секущим контактам, наличию многочисленных изолированных участков кровли, вытянутости в направлении осей главных складок, Мегринская интрузия относится к тем крупным телам, которые Дэли и другие называют сложными батолитами (В. Г. Грушевой, 1947). В этой интрузии наблюдаются почти все породы щелочноземельного ряда—от гранита до ультраосновных. Средний валовой состав всей интрузии близок к гранодиориту.

Различные породы либо связаны между собою постепенными переходами, либо между ними наблюдаются резкие контакты, указывающие на повторные внедрения новых порций дифференцировавшейся на большей глубине магмы.

Отдельно более родственные между собою группы пород отчетливо распределяются в ряд близких к меридиональному направлению (ССЗ) широких полос, по-видимому, в связи с тектоническими силами, определявшими всю структуру этой южной части района, где главные тектонические линии (крупные дизъюнктивы) и определяемое ими главное поднятие Алангёзского хребта имеют то же простирание. Самая западная полоса, охватывающая весь этот высокий хребет, сложена наиболее кислыми породами (гранитом, адамеллитом и гранодиоритом) с совершенно подчиненными участками более основных пород (типа диорита и габбро-диорита). Следующая к востоку широкая полоса (по всей долине р. Мегри) состоит из комплекса более основных (чем в первой полосе) гранодиоритов, сиенито-диоритов, кварцевых монцонитов, монцонитов и кварцевых диоритов, с отдельными участками гранита и более основных пород (до габбро). Наконец, в третьей, восточной полосе наибольшее развитие, с одной стороны, имеют сиениты и сиенито-диориты и с другой—наиболее основные породы типа габбро-диорита и габбро. Среди последних встречены и редкие участки ультраосновных пород. Точно по границе между первой и второй из указанных полос проходит непосредственно прослеженная примерно через половину длины всей интрузии зона отчетливых тектонических нарушений типа крутых взбросов, к которой приурочено большое количество выходов и дайки аскистовых интрузивных порфиров, а также, как увидим ниже, все главное оруденение в пределах интрузии. С этой же зоной совпадает резкое изменение высот в районе.

Все это заставляет приписывать этой линии крупное тектоническое значение и видеть в ней одну из больших региональных трещин разло-

Схема расположения и взаимоотношения во времени

№ п. п.	Тектонические зоны / Орогенические фазы	Большой Кавказ			Рионо-Куринская депрессия	Малый Кавказ			
		Северный склон	Главный хребет	Южный склон		Аджаро-Триалетская	Сомхетско-Ганджинская	Армянская	Нахичеванская
12	Раннемиоценовая	+	+	+	—	+	—	+	+
11	Позднеэоценовая	—	+	+	—	+	+	+	—
10	Нижнемеловая	—	?	—	—	—	+	—	—
9	Предкелловейская	—	—	—	+	—	—	—	—
8	Предтоарская	?	?	?	—	—	—	—	—
7	Пермские	+	—	—	—	—	—	—	—
6	Предсреднекарбоновая	—	+	—	+	—	—	+	—
5	Преднижнекарбоновая	+	—	—	+	—	+	—	—
4	Предверхнедевонская	+	—	—	—	—	—	—	—
3	Новокаледонская	—	—	—	—	—	—	+	—
2	Древнекаледонская	—	—	—	—	—	—	+	—
1	Докембрийская	+	—	—	—	—	+	+	+

ма, ограничивающих подымавшийся к западу от нее Алангёзский хребет, в котором мы сейчас имеем наиболее низко эродированную часть всего массива, сложенную наиболее однообразными кислыми породами. Убедительным доводом в пользу этого является присутствие в более восточных районах пониженной части интрузивного массива «островов» порфиритовой кровли, в которых, также в виде самостоятельных участков, утопленных в интрузии, встречаются и мраморизованные известняки.

Развитие наиболее основных пород (габбро, габбро-диоритов) в этой менее глубоко размытой части массива близ восточной его периферии, где он местами и непосредственно контактирует с известняками и в частности в соседстве со всеми погруженными в него блоками известняков, говорит за влияние ассимиляции на повышение основности пород интрузии. Кроме того, в этой периферической и ранее затвердевшей части интрузии общий средний состав пород должен был получиться более основным, в соответствии с известными взглядами на затвердевание батолитов Эммонса, Бетлера и других исследователей.

Однако значительное разнообразие пород интрузии и иногда в местах, удаленных от контактов и от останцов кровли, а также наблюдаемые местами резкие интрузивные контакты между отдельными породами, например, между наиболее кислыми порфировидными гранитами или, наоборот, между основными диоритами в западной части массива и вмещающими гранодиоритами, а также присутствие многочисленных

Таблица 13

магматических очагов (поясов) Кавказа

Интрузивные породы
Интрузии Теплинского типа, Эльджуртинские граниты, трахилипариты Пятигорья, гранитоиды Малого Кавказа
Комплекс пород гипербазитового пояса Малого Кавказа, гранитоиды Малого Кавказа, Интрузии южного склона Главного хребта (Келасури, Кодори и др.) Интрузивные породы Дагестана.
Гранитоиды Кардывач-Санчарского комплекса, гранодиориты Мехманинской интрузии (Карабах)
Гранитоиды Хевской и Чалванской интрузий.
Кислые порфировидные породы
„Серые" граниты Главного хребта. Лейкократовые граниты Мисханского срединного массива (Армения)
Гранитоиды Храмского и Локского массивов Малого Кавказа и Дзирулы „Красные" граниты северного склона Главного хребта
Породы Уруштенского магматического комплекса
Кварцевые диориты Агверанской интрузии (Армения)
Гнейсовидные граниты, амфиболиты Арзакана (Армения) и Главного хребта
Кристаллические и метаморфичес ие сланцы

даек порфировых пород с несомненностью свидетельствует о большой роли дифференциации, происходившей в более глубоких частях батолита, и о последующем внедрении этих дифференциатов в более высокие, ранее затвердевшие части массива.

В соседних частях района, где установлено много более мелких выходов интрузий, последние то бывают приурочены к седлам широких пологих антиклиналей (напр. в басс. р. Киги), то ясно прорывают крылья их, располагаясь иногда даже вкрест простирания вмещающих пород, т. е. согласно с простиранием многих сбросов. В расположении отдельных интрузий в районе все же в общем отчетливо выражена их тенденция следовать основным тектоническим направлениям, т. е. в основном северо-западному. В отношении же приуроченности к антиклиналям и соответственно тесной связи с пликативными дислокациями такой ясной и закономерной связи здесь уже не устанавливается и, наоборот, имеются факты, противоречащие этому и скорее свидетельствующие о роли дизъюнктивных (может быть радиальных?) дислокаций в наблюдаемом размещении этих малых интрузий.

Одновозрастная Далидагская интрузия располагается на том же меридиане к северу, в юго-восточной части Армянской тектонической зоны. Приурочена к пологой синклинали общекавказского направления, сложенной вулканогенными образованиями олигоцена. Абсолютные высоты свыше 3500 *м*.

Группа Нахичеванских лакколитов приурочена к ряду коротких,

сравнительно пологих складок общекавказского простирания, сложенных верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями. Подлежит им более жесткий палеозойский субстрат. В общем их геологическая обстановка идентична таковой Пятигорских лакколитов.

Для наглядности все вышеизложенные данные о распределении комплексов интрузивных пород в различных тектонических зонах Кавказа сведены в табл. 13. На ней отчетливо видна миграция магматических поясов (очагов). Анализ схемы показывает постепенное смещение интрузивного магматизма (частью уже щелочного характера) по мере формирования антиклинориев Большого и Малого Кавказа в северном и южном направлении, т. е. в сторону скифской (эпигерцинской) и иранской платформ и к срединному массиву (Дзирула).

Таким образом, здесь отчетливо устанавливается характер связи магматической деятельности с тектоническим режимом области.

Магматизм, безусловно, связан с глубинными разломами разного порядка, определяющими и типы интрузивных пород. Глубинные разломы возникают, затухают, снова омолаживаются, кулисообразно смещаются в результате бесконечно сложных подкоровых процессов: «и колебательные движения, и складчатость, и магматизм, и глубинные разломы и т. д.—суть специфические проявления главным образом подкоровых процессов» (М. М. Тетяев; А. Н. Заварицкий; Р. А. Жуков, 1964). Взаимодействием мантии с земной корой определяется развитие глубинных разломов (В. А. Апродов, 1964). В течение развития геосинклиналей магматический очаг перемещается вдоль зоны глубинного разлома, определяя в соответствии с блоковым строением субстрата специфические петрохимические особенности различных и разновозрастных интрузий.

Выше были охарактеризованы 12 орогенических фаз, протекавших в период времени от раннего силура до раннего миоцена включительно, т. е. на протяжении около 400 млн. лет. Промежутки между фазами весьма неравные, от 15—16 до 60 млн. лет.

Наличие периодичности в складкообразовании, гранитообразовании и метаморфизме следует расценивать, по А. И. Джанелидзе (1940), как подтверждение большой близости к истине тех тектонических гипотез, которые основываются на представлениях об аккумуляции тепла, выделяющегося радиоактивными элементами.

В этой связи следует отметить, что по расчетам Г. Д. Афанасьева и С. Г. Цейтлин для накопления радиоактивного тепла, необходимого для расплавления горных пород, требуется около 20 млн. лет.

М. М. Рубинштейн (1966) выделяет на территории Грузии от поздней перми до позднего миоцена 14 орофаз с промежутками между ними в 15—25 млн. лет; но из них лишь часть сопровождается интрузивным магматизмом. Это обусловлено, видимо, тектоническими условиями района (области)—своеобразием блокового строения его субстрата.

ВЫВОДЫ

1. Все интрузивные породы Кавказа приурочены к областям поднятий, являются постскладчатыми и связаны с определенными орогенетическими фазами в соответствующих тектонических зонах.

2. Каждая из тектонических зон (и структур) характеризуется и определенными магматическими комплексами со своеобразными петрохимическими, минералогическими и геохимическими признаками, а также особенностями проявления магматических явлений.

3. Внутри тектонических зон в соответствии с особенностями струк-

тур тех или иных участков выявляются различные типы интрузивных пород, что обусловлено отличающимися условиями дифференциации частных магматических очагов, приуроченных к разным блокам.

4. В некоторых тектонических зонах проявляются интрузивные породы разных возрастов, что связано с омолаживанием разломов, ограничивающих зоны.

5. Кислые и средние интрузии приурочены к тектоническим зонам с относительно спокойной пликативной складчатостью; прорывают обычно ядра антиклиналей и лишь изредка—ядра синклиналей (Дашкесан, Дали-даг).

6. Ультраосновные и основные интрузивные породы приурочены к зонам с интенсивной (типа изоклинальной) пликативной складчатостью, осложненной продольными разломами. Линейно вытянутые перидотитовые пояса свидетельствуют о глубинных разломах в данной тектонической зоне и о большой их амплитуде.

7. Проявления щелочного вулканизма приурочены к относительно жестким участкам земной коры (срединным массивам и приподнятым блокам платформы), тяготеют к границам гравитационных максимумов.

8. С изменением тектонических условий резко изменяется характер магматических проявлений. Так, например, в позднеэоценовое время на Малом Кавказе широкое развитие получили ультраосновные и основные породы, а также щелочные. Этот комплекс пород знаменует собой, как известно, типичные черты платформенного магматизма.

9. Интрузивный магматизм по мере консолидации геосинклиналей Большого и Малого Кавказа постепенно смещался в северном и южном направлении, т. е. в сторону скифской (эпигерцинской) и иранской платформ.

10. На примере Кавказа видно, как к концу альпийского цикла ряд зон, прежде входивших в состав подвижных поясов, консолидируются и переходят в платформенную стадию развития.

11. Четвертичные лавы приурочены к областям поднятия; там же присутствуют и их туфы. В юго-восточной части Малого Кавказа, в области погружения, туфы отсутствуют. Это обусловлено различием в двух основных свойствах магмы—в вязкости и взрывчатости; но указанные чисто физико-химические факторы зависят, вне сомнения, от геологических условий, в которых развивался магматический процесс. разрешающийся в форме вулканического извержения.

VII. МЕТАЛЛОГЕНИЯ КАВКАЗА

Конкретная интрузия, внедренная в верхние структурные ярусы, и вся геологическая обстановка региона на определенном этапе своего развития обусловливают появление конкретных петрохимических типов гранитоидных пород и генетически связанных с ними постмагматических месторождений.

Х. М. Абдулаев (1951)

Процессы минерализации могут и должны изучаться лишь в своем историческом развитии и в теснейшей взаимосвязи со всеми другими сторонами процесса геологического развития земной коры.

Ю. А. Билибин (1955)

Общие замечания. Основные принципы металлогенических исследований хорошо анализированы Г. А. Твалчрелидзе (1961), правильно исходившим из основного положения, что «формирование рудных месторождений представляет собой закономерный этап в развитии каждого подвижного пояса, проявляющийся на различных стадиях этого развития в определенной последовательности и связи с процессами осадконакопления, тектоники и магматизма».

Указанным автором также дан объективный разбор концепции Ю. А. Билибина (1955) в отношении Кавказа. С нашей стороны следует добавить следующее: необходимо точно установить, где начало и где конец этапа (цикла); нередко конец одного цикла принимается за начало другого.

Схема указанного автора базируется на анализе богатого фактического материала по эндогенной металлогении как Советского Союза, так и частично всего мира. Но в этой работе, как уже указывал Г. А. Твалчрелидзе (1961)), имеются недостатки, связанные с невозможностью найти универсальное решение вопросов рудообразования и закономерности размещения эндогенных месторождений для всех складчатых зон мира. Неизбежно каждая из этих зон будет обладать специфическими особенностями, связанными с исходным глубинным строением основных элементов геосинклинальных областей. На этих недостатках основана критика схемы Ю. А. Билибина рядом исследователей, в том числе Г. А. Твалчрелидзе (1961)—на конкретном материале личных исследований Кавказа.

Соглашаясь с замечаниями Г. А. Твалчрелидзе, считаем необходимым остановиться на вопросах о количестве этапов развития геосинклинальной зоны и границах (объеме) металлогенических эпох, в определении которых у Ю. А. Билибина имеются противоречия.

Анализируя историю развития геосинклинали, упомянутый автор (1955, стр. 80) правильно выделяет в ней три этапа: 1—ранний (развитие геосинклинали); 2—средний (превращение геосинклинали в складчатый пояс) и 3—поздний (развитие складчатого пояса).

Однако далее Ю. А. Билибин усложняет эту схему. Сопоставляя ее со схемой развития осадконакопления Н. М. Страхова (1949), он счел

целесообразным разделить, в свою очередь, ранние этапы на начальные и ранние, хотя в складчатых областях граница между ними является весьма условной и трудно определимой. Затем, основываясь на резком изменении вещественного состава магматических пород и особенно эндогенной минерализации, относимых к поздним этапам, упомянутый автор разделяет последние на поздние и конечные этапы развития, определение которых также зачастую затруднительно.

Место формирования интрузий в указанных этапах развития геосинклинали Ю. А. Билибин определяет по-разному. Вначале он указывает (стр. 17): «Формирование структуры как таковой, внедрение интрузивных пород и образование рудных месторождений представляют собой лишь различные стороны единого процесса геологического развития структурной зоны, отвечающие при этом поздним, а иногда и конечным этапам ее формирования, которое охватывает длительный период осадконакопления в этой структурной зоне». Подобного рода зоны автор в дальнейшем именует структурно-металлогеническими.

Судя по этому определению, автор относит формирование интрузий к позднему этапу, т. е. постскладчатому, так как превращение геосинклинали в складчатый пояс (средний этап схемы Б. А. Билибина), естественно, обусловлено соответствующей орогенической фазой, о которой, однако, он не упоминает.

Касаясь же взаимного расположения последовательно возникающих структурно-металлогенических зон, автор указывает (стр. 17), что «наиболее ранние из них нередко приурочены к структурам типа антиклинория, закладывавшимся еще в период осадконакопления, и в своем структурном развитии опережают структуры типа синклинориев». К ним, по автору, бывают приурочены и наиболее ранние интрузивные и минеральные комплексы. Отсюда явствует, что автор устанавливает наличие интрузий и на раннем этапе развития геосинклинали, что не согласуется с предыдущим его положением. Можно лишь высказать предположение, не является ли этот ранний этап конечным этапом предыдущего цикла ?

Разбирая схему этапов развития осадконакопления Н. М. Страхова, Ю. А. Билибин принимает его положение, что развитие каждого подвижного пояса четко разделяется на три последовательных ритма, разделенных между собою крупными фазами складчатости (т. е. орогеническими.—К. П.,) обусловливающих в разрезе пояса как бы три последовательных структурных яруса. Третья и последняя крупная фаза складчатости отвечает, по Ю. А. Билибину (стр. 23), его среднim этапам развития подвижного пояса. Таким образом, на ранний этап развития подвижного пояса приходится, по Ю. А. Билибину, уже две орогенические фазы с соответствующими интрузиями.

С указанными тремя фазами складчатости авторами связываются весьма характерные интрузии с сопровождающей их эндогенной минерализацией. С первой фазой связаны интрузии гипербазитов и иногда основных пород в сопровождении комплекса преимущественно магматических месторождений.

Со второй фазой складчатости связаны крупные интрузии, отвечающие по составу комплексам широко дифференцированных основных магм—от габбро до плагиогранитов или граносиенитов. С ними генетически связан свой комплекс эндогенных месторождений, преимущественно контактово-метасоматических, отчасти жильных.

С третьей фазой складчатости связаны крупнейшие гранитоидные интрузии в сопровождении очень характерного комплекса гидротермальных, пегматитовых и отчасти контактово-метасоматических месторождений.

Из вышеизложенного явствует, что интрузии разной основности упомянутые авторы связывают с разными орогеническими фазами, т. е. разрывают их во времени. Спрашивается, в силу каких условий сохраняется удивительная направленность столь разновозрастных интрузивных циклов?

На примере Кавказа эта концепция не оправдывается. Работами Г. Д. Афанасьева и др. по Большому Кавказу, В. Г. Грушевого, В. Н. Котляра, К. Н. Паффенгольца и др. по Малому Кавказу твердо установлено, что с крупными орогеническими фазами связан единый комплекс интрузивных пород—от ультраосновных до кислых включительно, со всеми промежуточными разностями. Равным образом в большинстве эвгеосинклиналей Кавказа констатируется обычно полный комплекс эффузивов—от основных (базальтов и андезито-базальтов) до кварцевых порфиров и липаритов. Их внедрение связывается с разломами, сопровождающими прогибание дна геосинклиналей.

Резюмируя, необходимо сказать, что схема Ю. А. Билибина для Кавказа неприемлема как в отношении крупных этапов развития осадконакопления, так и более мелких (в интрагеосинклиналях). Поясним такой вывод конкретными примерами.

В варисском этапе (девон, карбон, пермь) развития Большого Кавказа установлено шесть орогенических фаз (см. рис. 4) и соответственное число магматических циклов. Интрузивные комплексы представлены полным «набором» пород, например: 1—«серые граниты» (нижнекарбоновые) входят в комплекс пород от ультраосновных до ультракислых; 2—«красные граниты» (верхнедевонские) входят в комплекс апоперидотиты—габбро—габбро-диориты — сиенито-диориты — кварцевые диориты—граниты; 3—Уруштенский комплекс (среднедевонский) представлен ультрабазитами, габбро-амфиболитами и гнейсовидными гранитами и т. д.

В альпийском этапе развития Кавказа констатировано свыше 20 орогенических фаз, с которыми связано около десятка интрузивных комплексов, что опять не увязывается со схемой Ю. А. Билибина.

Обратимся к эоценовой и олигоценовой эпохам геологического развития Малого Кавказа. В эоценовых интрагеосинклиналях Малого Кавказа шло накопление мощных осадочно-вулканогенных образований без следов перерыва; в позднем эоцене здесь протекала крупная орогеническая фаза (пиренейская), с которой связан полный комплекс интрузивных пород от перидотитов и дунитов до габбро, габбро-диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов включительно.

В связи с существенной перестройкой структуры Малого Кавказа, в результате указанной позднеэоценовой фазы, в олигоценовое (майкопское) время в центральной поднятой части области накапливаются мощная (до 3 *км*) субаэральная вулканогенная толща, а в окружающих депрессиях—морские песчаниково-глинистые отложения майкопского типа, фациально связанные с вулканогенными породами. В раннемиоценовое время (верхнемайкопское) здесь протекает крупная орогеническая фаза, с которой также связан комплекс разнообразных интрузивных пород, преимущественно среднего и кислого состава. Породы эффузивного цикла представлены полным набором комплекса от базальтов до липаритов со всеми промежуточными разностями. Спрашивается, как увязать эти факты со схемой Ю. А. Билибина ?

По нашим представлениям границами металлогенических эпох, на основании вышеизложенного, должны являться орогенические фазы, с интрузивными породами которых генетически связано эндогенное оруденение. Следует различать лишь три этапа в развитии геосинклинальной зоны согласно первой концепции Ю. А. Билибина (1955, стр. 20):

1—ранний, 2—средний и 3—поздний. В течение раннего этапа (прогибание интрагеосинклиналей) происходит накопление морских терригенных (а также вулканогенных) пород, средний этап отвечает фазе складкообразования, сопровождающейся местами внедрением соскладчатых ультраосновных пород, и в позднем этапе происходит формирование комплекса интрузивных пород, сопровождающих их малых интрузий и жильных образований с присущим каждому из них эндогенным рудообразованием. Такой схемы мы придерживаемся в дальнейшем при описании металлогении Кавказа.

Границами этапов (стадий) должны служить крупные (региональные) орогенические фазы, не всегда совпадающие с границами систем или эпох.

Для объяснения специфических черт магматизма и металлогении отдельных провинций и металлогенических зон должна быть использована геотектоническая классификация геосинклиналей. Тип геосинклинального развития в значительной степени определяет специфику металлогенических провинций, возникающих на месте геосинклинальных систем.

Вопросами металлогении отдельных областей Кавказа занимались многие исследователи (Л. А. Варданянц, В. Г. Грушевой, В. Н. Котляр, Г. М. Ефремов, Г. М. Заридзе, И. Н. Ситковский, И. Г. Магакьян, С. С. Мкртчян, К. Н. Паффенгольц, Г. А. Твалчрелидзе и др.); первые обобщения по региону в целом сделаны Л. А. Варданянцем, а затем В. Г. Грушевым и К. Н. Паффенгольцем.

При анализе всех работ, естественно, выявляются некоторые расхождения во взглядах авторов на возраст тех или иных интрузивных комплексов и их роль в металлогении.

Несмотря на известные противоречия в вопросе определения возраста некоторых интрузий, все же можно прийти к выводу, что почти все оруденение Кавказа относится в основном к трем металлогеническим эпохам: 1—среднепалеозойской, 2—юрской (?) и 3—третичной, причем главное значение имеет третичная металлогеническая эпоха.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ КАВКАЗА И ХАРАКТЕРИСТИКА ОРУДЕНЕНИЯ

Образование рудных комплексов представляет вполне закономерное явление в каждой геосинклинальной области на определенных этапах развития тектоно-магматических циклов, всецело связываясь с интрузивной деятельностью, обусловленной определенными орогеническими фазами.

Как показывают наблюдения, все эндогенные рудопроявления Кавказа связаны лишь с этапами интрузивной деятельности в постскладчатые периоды.

Помимо пространственного размещения и связи с определенными тектоническими структурами, разновозрастные интрузии отличаются друг от друга петрохимическими и металлогеническими особенностями.

Крупные перестройки в структурах Кавказа происходили неоднократно (см. рис. 4), однако не все они сопровождались проявлениями интрузивной деятельности; к тому же последняя не всегда совпадала по времени в обоих горных сооружениях. Общими для них являлись крупные орогенические фазы позднеолигоценового, раннеэоценового и предлейасового времени; количество интрузивных циклов преобладало на Большом Кавказе.

В соответствии с вышеописанными тектономагматическими циклами Кавказа на нем принимаются следующие металлогенические

эпохи: 1—нижнепалеозойская, 2—предверхнедевонская, 3—верхнедевонская, 4—предсреднекарбоновая, 5—пермская, 6—предверхнетоарская (?), 7—предкелловейская (?), 8—верхнеюрская (?)-нижнемеловая, 9—позднеэоценовая, 10—раннемиоценовая. Из них наибольшее значение имеет лишь последняя эпоха, с которой связаны все крупнейшие промышленные месторождения области. С древними интрузиями можно связывать лишь очень небольшое количество месторождений.

1. Нижнепалеозойская металлогеническая эпоха. Интрузивные породы этого возраста (гнейсовидные граниты) и связанные с ними рудные образования впоследствии, при метаморфизме, приобрели характер тектонитов. Поэтому выделение такого рода месторождений может быть обосновано, по Г. М. Ефремову (1941), лишь на основании структурных данных.

С помощью этого метода упомянутый автор доказал связь с гнейсовидными гранитами высокотемпературного Блыбского кварцево-шеелитового месторождения, находящегося вдали от рудоносных интрузий среднего и верхнего палеозоя.

По Г. А. Твалчрелидзе (1961), месторождение это приурочено к контакту интрузива ортогнейсов с метаморфическими сланцами нижнего палеозоя. Здесь на площади 30 $км^2$ выявлены четыре шеелитовых и два молибденитовых участка. Рудные тела представлены кварцево-шеелито-молибденитовыми жилами небольшой мощности, местами довольно богатыми. На рудной площади распространены многочисленные пегматитовые и аплитовые жилы, иногда содержащие вкрапленность шеелита и молибденита.

Все отмеченные рудопроявления представляют собой, вероятно, «останцы» когда-то обширных рудных полей, уничтоженных при размыве массивов вследствие общего поднятия области.

В северо-западной части Кавказа в метаморфической толще нижнего палеозоя широко распространены кварцево-молибденовые, а также кварцевые жилы с пиритом и халькопиритом (местами золотоносные), иногда переходящие в тела колчеданного типа.

Г. М. Ефремов полагает, что с указанной же интрузией гнейсовидных гранитов можно связывать также Кти-Тебердинское вольфрамо-мышьяковое месторождение. Менее вероятна его связь, по указанному автору, с гранитоидами балкарского типа.

Кти-Тебердинское вольфрамо-мышьяковое месторождение находится в Центральном поднятии Главного хребта, вмещающими породами являются кристаллические сланцы протерозоя и разновозрастные гранитоиды. Представлено рудными жилами, состоящими из кварца, плагиоклаза, микроклина, биотита, мусковита и рудных минералов; среди последних практическое значение имеют шеелит, арсенопирит, вольфрамит.

Жилы являются доюрскими (?), однако наложенная полиметаллическая минерализация имеет, возможно, более молодой возраст.

Состав рудных жил меняется с глубиной; на глубине констатированы минеральные ассоциации, свидетельствующие о большей щелочности рудоносного раствора (вольфрамит, плагиоклаз, отсутствует микроклин), кверху характер их меняется в сторону покисления (шеелит, микроклин; Г. И. Баранов, А. А. Мартыненко, В. С. Луценко, 1968).

Пегматитовые жилы имеются в различных местах, но наиболее значительное их поле обнаруживается на водоразделе рек Урух и Хазны-дон. Здесь с древними гранитоидами ассоциируют оловоносные пегматиты, залегающие в кристаллических сланцах. Пегматитовые жилы по простиранию сменяются кварцевыми жилами, со слабым арсенопиритовым и халькопиритовым оруденением (Г. А. Твалчрелидзе, 1961).

К нижнему палеозою должны быть отнесены, по Г. М. Заридзе, три выхода из четырех так называемых северных серпентинитов—малкинский, беденский и даховский (белореченский). Что касается шиджатмазского выхода, то если он, как указывает А. П. Герасимов, залегает в среднем палеозое (верхнем силуре), он должен быть увязан с развитием среднепалеозойской геосинклинали.

Упомянутые северные серпентиниты образуют в долинах рек Уруштен, Большая Лаба и Малая Лаба широтный пояс, в котором размещены месторождения (Беденское) и рудопроявления хромитов.

Месторождения хромитов относятся к характерному для гипербазитовой формации магматическому типу, в котором рудные минералы практически представляют фацию ультраосновных пород, совместно с которыми они и залегают. В Беденском месторождении разведками выявлено свыше десяти линзовидных тел (мощностью около 1 *м*), прослеживающихся по простиранию на 20—30 *м*.

Серпентиниты местами прорываются гранитоидами; под воздействием последних в контактных зонах образуются месторождения асбеста. В зоне лиственизации установлены минералы никеля и, кроме того, золото и висмут.

Далее к востоку, в бассейнах рек Аксаут, Теберда, Кубань и Баксан, серпентиниты секут породы нижнего карбона, в связи с чем для них был принят среднекарбоновый возраст (В. Н. Робинсон, 1946). Однако Г. Д. Афанасьев (1958) считает указанные контакты с карбоном тектоническими, почему относит и эти серпентиниты к нижнему палеозою.

Вопрос этот еще не является окончательно решенным; возможно, здесь имеются разновозрастные серпентиниты.

В связи с указанными серпентинитами здесь также проявляется магматический тип хромитового оруденения, но рудообразования эти обладают меньшим масштабом, чем в бассейне р. Беден.

К нижнепалеозойской метаморфической свите Дзирульского массива приурочены линзы и пластообразные тела серпентинитов, пересекаемые габбровыми породами. Рудных проявлений, с ними связанных, здесь пока не обнаружено.

Таким образом, с нижнепалеозойской эпохой связано образование месторождений хрома, вольфрама, молибдена, меди, золота и, возможно, мышьяка. С этой же эпохой связаны и кварцево-карбонатные жилы, бедные никелем. Характерно для интрузий этого возраста отсутствие олова и бора.

Кроме известных месторождений жильной формы, Г. М. Ефремов считает возможным предполагать наличие и контактово-метасоматических месторождений, связанных с тем же магматическим комплексом.

На основании вышеизложенного упомянутый автор рекомендует постановку новых поисковых работ в пределах не только области Главного хребта, но и в районе развития метаморфических толщ Бокового хребта (в верховьях рр. Большой и Малой Лабы, Урупа, Зеленчука, Маруха, Ардона—левый склон р. Зарамаг).

На Малом Кавказе, на территории Азербайджанской ССР, выходов древних палеозойских интрузий нигде не наблюдается, однако о наличии их на глубине, как древнего фундамента для более позднего формирования мезо-кайнозойских образований, в настоящее время имеется уже много данных. Так, например, И. Н. Ситковский в 1941—1942 гг. среди толщи среднеюрских осадочно-вулканогенных формаций в районе Дашкесанского кобальтового рудника отметил присутствие галек гранодиорита с тонкими прожилками пирита и халькопирита. Еще ранее геологами Кереселидзе и Баркелая подобная же галька была

отмечена среди нижнеюрской вулканогенно-осадочной толщи в районе сс. Кущи—Човдар. Количественно-минералогический и химический анализ указанной гальки, произведенный И. Н. Ситковским в 1942 г. (по данным точного минералогического изучения породы), показал, что этот гранодиорит целиком отвечает по химическому составу палеозойским гранодиоритам Храмского и Дзирульского массивов.

На основании этих данных с достаточной уверенностью можно говорить о существовании в периоды нижней и средней юры в отдельных пунктах палеозойского субстрата также и древних металлоносных гранитоидов.

На территории Армении металлогения нижнепалеозойского цикла (граниты, габбро) проявлена очень слабо и выражена единичными знаками золота, касситерита, шеелита, арсенопирита, висмутина в шлихах Мисханского и Арзакан-Агверанского районов. С серпентинитами Мисханского кристаллического массива связаны небольшие рудопроявления хромитов.

2. Предверхнедевонская металлогеническая эпоха. С предверхнедевонской орогенической фазой связано формирование интрузивных пород Уруштенского комплекса. С ней Г. М. Ефремов (1950) связывает впервые им встреченные, сильно катаклазированные граниты и диориты Аманкольского массива. К краевой части этой интрузии приурочены интенсивно деформированные жилы с молибденитом и арсенопиритом района Эльбрусского месторождения.

Возможно, что с подобной интрузией связано медно-колчеданное оруденение северо-западной части Кавказа, типичным представителем которого является Урупское месторождение.

В этом же районе встречаются жилы допермского возраста, сходные составом с Урупским колчеданным месторождением. В базальном конгломерате нижнего лейаса, перекрывающего Урупское месторождение, констатированы также гальки оруденелых песчаников. Этот факт позволяет исключить возможность связи оруденения с интрузией более древних гнейсовидных гранитов, так как породы, включающие последние, представлены нацело метаморфизованными образованиями.

Г. М. Ефремов предполагает на этом основании наличие генетической связи колчеданных месторождений Урупа с гранитоидами преддевонской фазы тектогенеза. В таком случае вышеупомянутое оруденение песчаника (в гальках) может иметь силурийский или девонский возраст.

3. Верхнедевонская металлогеническая эпоха. С одной из бретонских (на границе девона и карбона) орогенических фаз связывается внедрение «красных» гранитов; роль их в металлогении области в достаточной степени еще не выяснена. Ввиду близости в возрастном отношении с ними «серых» гранитов (гранитов Главного хребта—нижнекарбоновых) вполне вероятно наложение на красные граниты более позднего оруденения, которое трудно расчленить.

Г. М. Ефремов считает, что главную роль в металлогении указанного комплекса играют граниты малкинского типа, но все же значение их в металлогении Северного Кавказа является весьма ограниченным.

Более или менее уверенно с этим магматическим циклом можно связывать небольшое магнетит-халькопиритовое рудное тело в районе г. Карабек, несколько мелких жил с медным оруденением в бассейне р. Зеленчук и незначительные хромитовые тела в змеевиках того же района.

Возможно также, что некоторые золотоносные кварцево-сульфидные жилы, расположенные в ореоле Малкинского массива, генетически связаны с последними.

4. Предсреднекарбоновая металлогеническая эпоха связывается с комплексом пород, включающих так называемые «серые» граниты или «граниты Главного хребта», при этом ведущая роль в оруденении принадлежит, по Г. Е. Ефремову, гранитам так называемого балкарского типа. Они характеризуются разнообразием типов месторождений и их широким распространением.

Характерной особенностью месторождений является (по Г. М. Ефремову) высокая температура их образования, сравнительно узкий температурный интервал, в пределах которого происходило рудоотложение, высокая степень дифференцированности рудоносных растворов, нашедшая отражение в резком преобладании в месторождениях ограниченного списка минералов, близких по температуре их образования. В общем месторождения этой металлогенической эпохи характеризуются чертами абиссальных образований, что соответствует абиссальному же характеру материнской интрузии.

Все известные месторождения подразделяются на три генетические группы: 1—пегматитовые, 2—пневматолитовые и 3—пирометасоматические. В комплексе месторождений преобладает мышьяковая минерализация. Морфологически они представлены преимущественно жилами, обычно сильно деформированными. Преобладает группа мусковитовых и шерлово-мусковитовых пегматитов, иногда с крупными кристаллами зеленого берилла и с включениями ниобо-танталовых минералов.

Пневматолитовые (многие считают их гидротермальными) образования представлены жилами кварцево-пирит-арсенопиритового состава, с незначительной примесью вольфрамита, шеелита, сфалерита и халькопирита; реже встречаются кварцевые жилы с крупночешуйчатым молибденитом. Довольно редко констатируются жилы кварца с вольфрамитом, касситеритом и небольшим количеством арсенопирита.

Пирометасоматические образования представлены грубозернистыми скарнами с гранатом, пироксеном, эпидотом, везувианом, кварцем и кальцитом. Скарны являются по существу безрудными. Типичными представителями их являются скарновые тела по рр. Чегем и Черек.

Месторождения, связанные с гранитами Главного хребта (балкарского типа), известны начиная с верховьев р. Уруха на востоке до бассейна р. М. Лабы на западе. Наиболее насыщенной рудными проявлениями является область погружения между двумя разломами, приуроченная к северной периферии Сугано-Дигорского хребта, в пределах между бассейнами рр. Урух и Баксан, где они и разведаны сравнительно детально.

Основным поисковым признаком месторождений является наличие остатков кровли над гранитами.

Г. М. Ефремов отмечает находку в аллювии р. Кти-Теберды (правый приток р. Аксаут) обломков фосфатных пегматитов; нахождение коренного месторождения их весьма интересно с точки зрения редкометалльного оруденения.

Площади пегматитовых полей Центрального Кавказа измеряются несколькими квадратными километрами; в их пределах насчитывается несколько сотен пегматитовых жил. Среди них выделяются обычные гранитные пегматиты и пегматиты десилицированные, биотито-рогово-обманкового состава. Максимальная мощность пегматитовых жил 10 *м*, по простиранию они прослеживаются на десятки метров.

По данным Е. В. Кузнецовой и И. Г. Кузнецова (1946), преобладают жилы северо-восточного и юго-восточного простираний. Ведущим минералом является арсенопирит, образующий скопления в виде гнезд, линз, жилок и вкрапленностей в кварце.

Наряду с жилообразными телами широко развиты дайки неправильной, линзообразной, петлевидной и других форм. В подавляющем большинстве случаев пегматиты Центрального Кавказа обладают зональным строением: в центре они сложены кварцем, в котором кустообразно расположены пачки мусковита, иногда микроклина.

По минеральному составу различаются кварц-полевошпатовые, шерл-мусковитовые, гранат-мусковитовые, редкометалльные и оловоносные пегматиты. В них обнаружено присутствие золота, молибдена, вольфрама, мышьяка, олова и других элементов. Оловоносные пегматиты сосредоточены в бассейнах рек Чегем и Черек (Илипсарское месторождение). Наиболее крупные кристаллы (до 30 *см*) были обнаружены в пегматитах района р. Большая Лаба. Характерна приуроченность редких металлов к участкам альбитизированных пегматитовых жил—«сахаровидным пегматитам» (Г. А. Твалчрелидзе, 1961).

В пределах Дзирульского кристаллического массива пегматитовые поля встречены на больших площадях. Наиболее интересным является здесь Шрошинское месторождение, в котором на площади 5 *км*^{2} сосредоточено несколько сотен пегматитовых жил разного состава, размеров и формы. Размеры их здесь более значительные, чем в пределах Центрального Кавказа (мощность до 30—40 *м* при простирании на сотни метров). Вмещающей породой является среднепалеозойское габбро, прорванное гранитами, с которыми генетически связаны пегматитовые жилы (Г. А. Твалчрелидзе, 1961). Структура и состав жил подобны таковым пегматитов Центрального Кавказа.

В зоне Главного хребта существует постепенный переход от редкометалльного оруденения пегматитового типа к мышьяково-редкометалльному; проявления этой рудной формации приурочены в основном к западной части Главного хребта, сложенной древними метаморфическими и кристаллическими породами.

Указанный пояс (мышьяково-редкометалльный) в северном направлении выходит за пределы зоны Главного хребта и частично охватывает Боковой и Передовой хребты. В южном направлении он распространяется на зону южного склона, где включает аналогичные проявления, относящиеся к альпийской металлогении.

Дальнейшие работы по изучению оловоносного и бериллового оруденения должны заключаться в поисках и разведке грейзенизированных пегматитов, кварцево-касситеритовых жил, альбитофиров с бериллом и фосфатных пегматитов. Заслуживают более пристального внимания и кварцевые жилы с молибденитом, как возможный источник высокопроцентных и весьма чистых концентратов.

Что касается гранитов так называемого белореченского типа, то выделивший их Г. М. Ефремов подчеркивает чрезвычайную бедность их в отношении металлогении. Даже в шлихах ручьев, пропиливающих эти граниты вместе с их кровлей, не встречается обычной в таких случаях ассоциации минералов. С этой интрузией можно связывать, по упомянутому автору, только некоторые кварцево-пирротиновые и кварцево-пиритовые жилы.

На южном склоне Главного хребта в карбоновой десской свите встречаются ультраосновные, типа пироксенитов, и основные, типа габбро-диабазов, породы, секущиеся гранитоидами, представленными кварцевыми диоритами, банатитами, гранодиоритами, сиенито-диоритами, относимые условно к карбону. Рудных проявлений, с ними связанных, пока не констатировано.

В Армении с гранитоидными интрузиями Локского и Агверанского массивов связаны незначительные проявления золоторудного и шеелитового оруденения.

5. Пермские металлогенические эпохи. В металлогении Кавказа они никакой роли не играют. Выделены Г. М. Ефремовым (1941). С тектонической фазой нижнепермского времени (на границе P_1^1 и P_1^2 нижней и верхней красноцветных свит) упомянутый автор связывает интрузии кератофиров (гранит-порфиров) в верховьях р. Кубани и полиметаллического оруденения Эльбрусского рудного поля. По новым данным, указанные породы и оруденение являются третичными.

Предверхнепермская (или предтриасовая) металлогеническая эпоха выделена Г. М. Ефремовым на основнии результатов шлиховой съемки северо-западной части Кавказа. Данные этой съемки показали наличие широкого распространения ртутной минерализации далеко на север от известного пояса редкометаллльного оруденения, в области развития палеозоя, почти незатронутой позднеальпийскими тектоническими движениями.

Поскольку предлейасовая фаза тектогенеза не сопровождалась внедрением рудоносной магмы и оруденением, Г. М. Ефремов считал наиболее вероятным предположение о поздневарисском возрасте ртутного оруденения. Однако последние данные позволяют считать это оруденение во всяком случае меловым, а вероятнее всего, третичным.

Коренные месторождения киновари были констатированы в урочище Котел (бассейн р. М. Лабы) и по балке Кышкыт (правый приток р. Аксаут), в области развития пород палеозоя. Киноварь ассоциирует с кварцем и карбонатами. Рудные тела представлены зонами смятия СЗ и СВ простирания, подчиненными эффузивной толще нижней перми; к этой же толще приурочены дайки фельзитов и дацитов. Для позднепалеозойского магматического цикла характерны золоторудные кварцевые жилы (А. Ш. Курбанов, 1968).

6. Предверхнетоарская (?) металлогеническая эпоха. Доскладчатый вулканизм киммерийского цикла широко представлен в ряде структурных зон Кавказа в виде эффузивных или генетически с ними связанных субвулканических формаций.

Г. А. Твалчрелидзе (1961) полагает, что с доскладчатой стадией киммерийской эпохи связано формирование пояса медно-цинково-пирротинового оруденения, приуроченного к линии региональных разломов, прослеживающихся от истоков р. Белой в диагональном к Главному хребту направлении до Горной Тушетии, переходя с северного на южный склон хребта. Пояс аналогичного оруденения отмечается и в пределах южного склона. По нашим данным оруденение связано с третичными гранитоидами.

Рудопроявления этого типа представлены линзами, жилами, зонами прожилков и пластообразными залежами, повсеместно контролируемыми дайками и штоками диабазов, порфиритов и габбро-диоритов. Рудные проявления обычно мелкие, залегающие в породах древнего кристаллического комплекса или глинистых сланцев и вулканогенных образованиях нижней юры. Основными минералами являются пирротин, халькопирит, пирит, сфалерит и магнетит. Из примесей обнаруживается галенит, иногда сульфиды кобальта (кобальтин, линнеит), касситерит. В структурном отношении указанный медно-пирротиновый пояс Северного Кавказа приурочен к краевой зоне Центрального поднятия Главного хребта (западная часть; см. рис. 2, зона 9). К востоку—юго-востоку структура, контролирующая оруденение (тектоническая депрессия), выходит за пределы Северного Кавказа и далее может быть зафиксирована в Верхней Сванетии, где обнаруживается ряд аналогичных проявлений медно-пирротинового оруденения. Интересно отметить, что в соответствии с выклиниванием к востоку указанной зоны медно-пирротино-

вый пояс прекращается и далее к востоку, после значительного перерыва кулисообразно смещаясь, вновь появляется в бассейнах рек Уруп, Ардон, Фиагдон, Терек, Асса—вдоль северного края восточной части Центрального поднятия Главного хребта.

Отмеченные рудопроявления, относящиеся к медно-пирротиновой формации, образовались, по Г. А. Твалчрелидзе (1961), вероятно, до основных полиметаллических месторождений Северной Осетии, причем, по данным П. И. Лебедева, их нужно связывать с кератофирами среднего лейаса, а по мнению Л. А. Варданянца —с постсреднеюрским вулканизмом; Г. А. Твалчрелидзе условно относит оруденение к байосу, основываясь на парагенетической связи его с субвулканическими дайками изверженных пород.

На южном склоне Большого Кавказа Г. А. Твалчрелидзе (1961) отмечает медно-пирротиновые рудопроявления в виде трех полос—в Абхазии, Раче и Кахетии. Во всех случаях они ассоциируют с дайками и небольшими залежами диоритов, габбро-диоритов, плагиогранитов, альбитофиров, порфиритов и диабазов. Представлены линзами сплошных пирит-пирротин-халькопиритовых руд, часто содержащих кобальт; иногда отдельные рудные тела сложены полиметаллами.

В Абхазии к этому рудному комплексу относятся проявления бассейна р. Кодори. Значительного развития они достигают и в Кахетии, где этот комплекс получил наименование «Заалазанский рудный пояс» (Харашвили, 1949). По возрасту Г. А. Твалчрелидзе относит оруденение к байосу, другие же исследователи склонны считать этот комплекс верхнеюрским и даже третичным, с чем мы согласны.

На Малом Кавказе указанная фаза не констатирована.

7. Предкелловейская (?) металлогеническая эпоха. Предкелловейская орогеническая фаза отчетливо проявилась как на Большом, так и на Малом Кавказе, однако связанные с ней интрузивные образования имеют незначительное развитие и возраст их местами устанавливается пока проблематично.

На Северном Кавказе Г. А. Твалчрелидзе (1961) относит предположительно к юрскому возрасту анортоклазовые граниты, обнажающиеся по ущельям рек Белой, Большой и Малой Лабы. По данным других исследователей подобные породы являются третичными. Эльджуртинские граниты, относимые упомянутым автором к юрскому времени, являются также третичными (послеолигоценовыми) как по геологическим данным (К. Н. Паффенгольц, 1959), так и результатам определений абсолютного возраста (Г. Д. Афанасьев, 1955).

Наиболее значительными среднеюрскими гранитоидными массивами ранее считались Келасурский и Кодорский, по нашим же данным (1969) они являются третичными. Аналогичные массивы, но обычно меньшего размера, фиксируются и в других местах Абхазии и Сванетии. Они отличаются сложным составом, обусловленным явлениями гибридизма.

С гранитоидами южного склона генетически связан ряд рудопроявлений молибденита, арсенопирита, шеелита и касситерита в пегматитово-аплитовых и кварцевых жилах, золото-шеелитовые кварцевые жилы, гнезда и жилы антимонита с пиритом и арсенопиритом (Схапач, Ахупач и др.,—в Абхазии; Аширa, Кирар и др. в Сванетии). Среди них пока не выявлено значительного месторождения; но геологические предпосылки здесь вполне благоприятны для арсенопирит-редкометалльной рудной формации (Г. А. Твалчрелидзе, 1961).

В центральной части Северного Кавказа с предкелловейской орогенической фазой раньше связывали формирование двух поясов оруденения, разнотипного как по составу, так и по генетическим особенно-

тям: 1—редкометалльно-мышьякового и 2—полиметаллического. Ныне накопленные новые геологические данные позволяют считать их третичными.

На Малом Кавказе интрузивных пород, связанных с предкелловейской орогенической фазой, не констатировано.

8. Верхнеюрская (?)-нижнемеловая металлогеническая эпоха. Верхнеюрская орогеническая фаза проявилась в региональном масштабе лишь на Малом Кавказе; на Большом Кавказе она констатирована в разных его зонах, но всюду она имеет местный характер.

На Большом Кавказе к интрузивным образованиям верхнеюрского возраста Г. А. Твалчрелидзе (1961) относит предположительно дайки диоритов Дарьялского ущелья; на р. Мзымте—диориты, сиенито-диориты, гранодиориты и граниты Кардывачского комплекса; в Абхазии—Санчарский массив диоритов; липарито-дациты рек Белая и Большая Лаба; в пределах Садоно-Унальской антиклинали—штоки интрузивных кератофиров. По нашим данным они третичные.

На южном склоне к постскладчатым малым интрузиям указанный автор относит дайки и штоки альбитофиров бассейнов р. Джеджора и среднего течения р. Риони.

Южнее, в зоне Дзирульского массива, к магматическим образованиям, связанным с верхнеюрской орогенической фазой, относится крупный Хевис-Джварский гранитоидный массив, в свое время детально изученный Г. М. Заридзе (1938).

На Малом Кавказе интрузивных пород верхнеюрского-нижнемелового возраста не констатировано; довольно широко развит лишь эффузивный вулканизм этого времени (в Сомхетско-Карабахской зоне и Кафанском районе). На Большом Кавказе к этой же стадии относятся проявления эффузивного наземного вулканизма, отмечаемые в пестроцветной толще киммериджа в виде оливиновых базальтов и трахитов, отличающихся повышенной щелочностью. Г. С. Дзоценидзе (1948) объясняет последнее обстоятельство особенностью дифференциации (и ассимиляции) магмы в условиях консолидированных структурных зон (глыб).

В металлогении указанные интрузии верхнеюрского времени никакой роли не играют. Особое положение занимает Мехманинская гранитоидная интрузия на Малом Кавказе, бесспорно, нижнемелового возраста. С ней генетически связана полиметаллическая формация, причем здесь отчетливо выражены элементы вертикальной и горизонтальной зональности (И. В. Барканов, 1936).

Ю. Н. Насибов (1963) установил на Мехманинском полиметаллическом месторождении три вида зональности: горизонтальную, вертикальную и поперечную. Горизонтальные зоны следующие (от контакта): 1—пирит-халькопиритовая, 2—халькопирит-пирит-сфалеритовая, 3—галенит-сфалерит-халькопиритовая.

Вертикальные зоны: 1—халькопирит-пирит-магнетитовая, 2—халькопирит-пирит-сфалеритовая, 3—сфалерит-галенитовая, 4—кальцитово-кварцевая; рудные минералы здесь отсутствуют.

Последующие за нижнемеловой многочисленные орогенические фазы мелового времени, а также на границе мела и эоцена, сопровождались лишь интенсивными проявлениями эффузивного вулканизма. Интрузивных образований указанного времени на Кавказе не констатировано.

9. Позднеэоценовая металлогеническая эпоха. Позднеэоценовая орогеническая фаза проявилась в региональном масштабе на Малом Кавказе; на Большом Кавказе она выражена слабее,

а многими исследователями она вообще здесь отрицалась. Однако в последние годы накопилось много новых данных, позволяющих утверждать и ее проявление на всей территории Большого Кавказа, в частности, на южном его склоне, где многочисленные интрузии, приуроченные к лейасовым сланцево-песчаниковым толщам, считались синхроничными пластовыми образованиями. В действительности, многие из них оказались секущими телами третичного возраста. С ними связаны многочисленные мелкие, пока еще слабо разведанные рудопроявления меди, ртути, полиметаллов и др.

Вопросы рудоносности Горного Дагестана—этой труднодоступной и еще слабо изученной области, детально разобраны Г. Г. Буниным (1962). Автор правильно считает нижнеюрские образования, начиная с домера и кончая ааленом, лишь как породы рудовмещающие и как породы, вмещающие дайки изверженных пород и небольшие интрузии. Интрузивные породы и связанное с ними оруденение приурочены к региональным разломам, осложненным серией оперяющих нарушений, сопровождаемых зонами перемятых и сильно нарушенных пород.

На юго-востоке оси складок Главного хребта воздымаются, складки осложнены рядом диагональных разломов и здесь получают исключительное развитие образования верхнего лейаса, трансгрессивно перекрытые карбонатной верхней юрой (вершины Шалбуз-даг, 4051 *м*; Шах-даг, 4250 *м*). Окончательный подъем этих складок на такую высоту завершился, по упомянутому автору, в предмайкопскую орогеническую фазу.

Указанный факт имеет большое значение, так как позволяет связывать развитые здесь интрузивные образования с позднеэоценовой (пиренейской) орогенической фазой, а не с юрскими (пред- или нижнетоарской, или предкелловейской), как предполагают некоторые исследователи.

Интрузивные породы области представлены габбро-диабазами, габбро, сиенито-диоритами, сиенитами, кварцевыми диоритами, гранит-порфирами, гранодиоритами, роговообманковыми сиенитами, андезитами и аплитами (Г. Г. Бунин, 1962). Оруденение области генетически увязывается с этим интрузивным комплексом. В породах кислого состава наблюдаются повышенные кларки свинца и цинка.

Оруденение приурочено к системам диагональных и поперечных трещин, оперяющих продольные разломы; последние являлись своеобразными рудоподводящими каналами. Значительную роль в локализации оруденения сыграли трещины северо-восточного простирания, которые по своему генезису могут быть отнесены (по Г. Г. Бунину, 1962) к нарушениям сбросо-сдвигового характера (Хальское, Тукиркильское, Хач-Хачское месторождения и др.).

На территории Горного Дагестана зарегистрировано более 600 месторождений и рудопроявлений; известны руды многих цветных металлов: широко распространены свинец, цинк, медь, серебро, ртуть, сурьма, мышьяк, олово, висмут и др. и сопутствующие им редкие и рассеянные элементы—индий, галлий и др.

Все месторождения и проявления цветных металлов области—гидротермального происхождения.

По минералогическому составу можно выделить следующие типы руд: 1—медно-пирротиновый; 2—медно-серноколчеданный; 3—полиметаллический; 4—редкометалльный—антимонит-ферберит-оловянный и мышьяково-висмутовый и 5—ртутный.

Первые два типа имеют преимущественное распространение в пределах северного склона Главного хребта и контролируются Главным Кавказским надвигом; полиметаллический тип развит в бассейне рр.

Ахты-чай и Самур, местами наложенный на медно-пирротиновое оруденение, редкометалльный тип с подчинением полиметаллического оруденения развит в центральной части Бокового хребта, а ртутный—вдоль северного склона Бокового хребта в северо-западной части области, а также в пределах юго-восточного окончания Бокового хребта и Чафардагского антиклинория в Южном Дагестане.

В южной части зоны Бокового хребта к Тебулосскому разлому и оперяющим его трещинам приурочены медно-цинковые (Хаснат, Ковчра и Тюолой), а к Терско-Андийской зоне—свинцово-цинковые (Армхинское, Ассинское, Хачаройское, Бастыламское) рудопроявления и Хуландойское сурьмяное месторождение (В. А. Сереженко, 1968).

В целом рудная минерализация медно-пирротинового, медно-серноколчеданного и особенно полиметаллического типов развита довольно широко и на большой площади, однако сколько-нибудь значительных рудных тел с богатым оруденением пока не обнаружено. Рудные тела большей частью не выдержаны ни по мощности, ни по простиранию; образуют частые раздувы и пережимы. Размеры их 80—150 *м* х 0,2—0,3 до 2—3 *м* и как исключение до 10 *м*. Простирание рудных тел обычно северо-западное (290—315°) и реже северо-восточное (12—30°); падение крутое (50—90°).

Самостоятельных месторождений редкометалльного оруденения пока известно немного. Представлен этот тип антимонит-ферберитовыми рудами (месторождения Хуландой и Серчихи), оловянными жилами Андийского хребта и мышьяково-висмутовыми рудами (гг. Тинав-Чегелатль и Бочек).

Морфологически полоса сурьмяных, оловянных и мышьяковых месторождений и проявлений приурочена к Казбекскому диабазовому поясу, где, кроме даек диабаза, отмечаются и дайки кварцевого диорита.

Ртутный тип оруденения пользуется довольно широким распространением; он приурочен к Сурфуньяльской, Чафардагской, Кутульской и Самурской антиклиналям (Хпекское, Казардикамское и Гапцахское месторождения). Установлена зараженность и на значительной территории в бассейнах рр. Андийского и Аварского Койсу, в пределах северного склона Бокового хребта и переходной части, сложенной известняками верхней юры и нижнего мела. Однако с точки зрения ртутоносности этот район еще совершенно не изучен.

Основную роль в формировании ртутных месторождений и проявлений сыграли нарушения северо-восточного простирания. Обычно зоны нарушений по ширине не превышают 1—1,5 *м*; имеют почти вертикальное падение. Заполнены перемятыми породами с глинкой притирания. Оруденение встречается в виде примазок, редкой вкрапленности, тонких прожилочков и линзочек в пустотах породы и представлено киноварью и реже самородной ртутью с редкими кристаллами галенита, пирита, реальгара и аурипигмента.

Касаясь ртутного оруденения Большого Кавказа в целом, можно сказать следующее.

Ртутная минерализация известна во всех стратиграфо-литологических комплексах Кавказа от верхнего палеозоя до неогена включительно. Но интенсивность ее проявляется в них далеко не одинаково.

Известно, что более 95% выявленных проявлений ртути являются индикаторами скрытого ртутного оруденения, далее установлен факт многоярусности распределения оруденения, являющегося характерной особенностью низкотемпературных ртутно-сурьмяных месторождений и, наконец, намечается значительный вертикальный размах ртутного оруденения, более 1,5 *км* (Д. В. Абуев, 1968).

Контроль ртутной минерализации связан с разломами фундамента, образование рудных проявлений и месторождений связано с структурно-литологическими условиями, форма рудных тел определяется свойствами рудовмещающих пород и характером второстепенной складчатости и трещиноватости. Расположение рудных полей кулисообразное.

Среди ртутных месторождений выделяются два генетических типа: телетермальный, не имеющий видимой связи с вулканизмом, и эпитермальный, связанный с посторогенным вулканизмом. Геохимические исследования показывают, что ртутная минерализация связана главным образом с субщелочными разностями габброидов. Главные типы руд: прожилково-вкрапленные и брекчиевидные.

Минеральный состав ртутных месторождений простой. Местами наблюдается переход киновари в самородную ртуть, что осуществляется в конечную стадию гидротермального процесса в результате воздействия щелочных гидротерм на ранее выделившиеся минералы (С. А. Кекелия, 1968).

На основании типоморфных признаков в месторождениях Северо-Западного Кавказа устанавливается четыре основных морфогенетических типа выделения сернистой ртути: 1—массивные руды, сложенные ангедральными кристаллами; 2—вкрапленные руды с пойкилобластами; 3—идиоморфные полнокристаллические агрегаты; 4—колломорфные массы.

На Сахалинском месторождении процесс минералообразования протекал в три стадии: 1—диккитовую, 2—кварц-диккит-антимонит-киноварную и 3—кальцитовую.

Результаты специальных анализов показали, что наиболее раннее выделение киновари происходило при температуре 170—180°С и давлении 200—250 атмосфер, следующее—при 120—175°С и давлении 150—200 атмосфер. Третий рудный этап отличался минимальными (60—70°) температурами и невысокими (70—100 атмосфер) давлениями минералообразующей среды (В. Н. Демин, В. Н. Труфанов, А. Т. Ушак, 1968).

Авторы подчеркивают, что в межрудные периоды отложение ртутных минералов практически не происходило, что свидетельствует о существовании довольно жестких физико-химических барьеров рудообразования. Это обстоятельство необходимо обязательно учитывать при прогнозировании поисковых работ и оценке запасов ртутных минералов.

Поиски месторождений ртути должны осуществляться: 1—при помощи составления в первую очередь детальных литолого-стратиграфических разрезов на соответствующей территории; 2—изучения рудоконтролирующих структур, разрывной и складчатой тектоники и 3— в составлении по этим данным специализированных на ртуть детальных геологических карт. При поисках и оценке слепых рудных тел весьма эффективным является литохимический метод (Д. В. Абуев, 1968).

Все полиметаллические жилы Южного Дагестана принадлежат по времени образования к одной металлогенической эпохе, так как развитие их тесно связано с одним магматическим очагом, что подтверждается единством химических ассоциаций элементов и наблюдаемой по отношению к нему зональностью.

Медно-пирротиновые и полиметаллические рудопроявления считаются гидротермальными образованиями (предкелловейскими); для рудопроявлений и месторождений колчеданно-полиметаллической формации (филизчайский тип) предполагается сложный эксгаляционно-осадочно (вулканогенно)-гидротермальный генезис; образование колчеданной основы—эксгаляционно-осадочным путем с последующим наложением гидротермального полиметаллического оруденения.

По данным большинства прежних исследователей Белоканское месторождение и другие считались типичным гидротермальным. Д. Д. Мазанов (1963) считает, что это медно-пирротиновое месторождение приближается к осадочно-метаморфическим, возникшим в результате деятельности нагретых вод зоны прогрессивного эпигенеза и начального метаморфизма. Генезис кварцево-рудных тел месторождения рисуется указанным автором как процесс глубокого метаморфизма, сконцентрировавшего рассеянные компоненты глинистых осадочных пород. Эта концепция совершенно не увязывается с данными детальных геологических исследований области.

В. И. Резников (1968) пытается объяснить генезис колчеданных месторождений Восточного Кавказа (и в первую очередь медно-пирротиновых) с точки зрения положения А. И. Перельмана о геохимических барьерах. Рудоотложение происходило на сероводородном геохимическом барьере в результате осаждения металлов из эпи- и телетермальных вод.

Источником металлов являются вмещающие породы нижней—средней юры, в которых содержание меди, цинка, свинца, железа и др. элементов значительно превышает кларковые. Такой вывод все же не вяжется с общим объемом рудной массы. Г. В. Хетагуров (1968) встретил в глинистых отложениях оснований батского и байосского ярусов района станицы Красногорской (Западный Кавказ) лишь сульфидсодержащие конкреции, основная масса которых сложена анкеритом, содержащим кварц, кальцит, пирит, сфалерит и барит. Изучение сульфидных агрегатов показало, что несомненную роль при их образовании играли микроорганизмы (серобактерии).

В процессе роста они избирательно замещались пиритом и сфалеритом, и при этом образовывались сложно построенные глобули. При диагенезе произошло частичное перераспределение вещества и его сепарация с образованием поздних генераций сфалерита, пирита и барита. Эти данные позволяют более конкретно подойти к решению вопроса о формах накопления металлов в осадках юрского бассейна.

На основании анализа большого фактического материала по геологическому строению, магматизму и рудоносности в пределах Горного Дагестана, Г. Г. Бунин (1962) выделяет следующие структурно-металлогенические зоны: I—зона Бокового хребта и II—зона Главного хребта. В первой зоне им различаются три подзоны: 1—северного склона Бокового хребта (ртутная); 2—юго-восточного окончания Бокового хребта и Чафардагского антиклинория (ртутная); 3—Аваро-Андийская—редкометалльная с подчинением полиметаллического оруденения.

В зоне Главного хребта выделяются две подзоны: 1—Самуро-Ахтычайская—полиметаллическая и 2—северного склона Главного хребта—медно-пирротиновая и медно-серноколчеданная.

Среди вновь открытых медно-пирротиновых месторождений Восточной части Б. Кавказа большой интерес представляет Кизилдаринское. Месторождение Кизил-дере расположено по правобережью р. Ахты-чай; приурочено к довольно крупной антиклинальной складке, осложненной второстепенной складчатостью и разрывами. Вмещающими породами являются аргиллиты, алевролиты и песчаники верхнего аалена. Месторождение локализуется в сопряженной с Ахтычайским разломом субпараллельной разрывной структуре близширотного простирания. Рудоносная зона имеет крутое до вертикального падение; рудные тела представляют собой серию сложных кулисообразных блоков массивных руд, сопровождающихся вкрапленно-прожилковой, сетчатопрожилковой и вкрапленной минерализацией.

По текстурным признакам на месторождении выделяются руды: 1—массивные—слагающие 75—80% рудной массы; 2—сетчато-прожилковые—окаймляющие линзы массивных руд по обоим бокам рудоносной зоны; 3—вкрапленно-прожилковые и вкрапленные; 4—брекчиевидные.

По минеральному составу среди массивных руд выделяются: 1—существенно-пирротиновые с халькопиритом и кварцем; 2—существенно пиритовые с халькопиритом и сфалеритом; 3—существенно халькопиритовые с пирротином и кварцем (В. А. Цой, И. Б. Полищук, А. А. Слюняев, 1968).

На Малом Кавказе с верхнеэоценовой фазой связано внедрение многочисленных интрузий разного состава, приуроченных к различным структурам разных тектонических зон, которым присущи поэтому свои специфические оруденения. Резко обособляется офиолитовый пояс, северной границей которого является надвиг (поддвиг) Малого Кавказа, с характерным хромитовым оруденением. Кислые и средние интрузии указанного возраста имеют наибольшее развитие в Сомхетско-Ганджинско-Карабахской зоне, затем в Армянской и наименьшее—в Аджаро-Триалетской тектонической зоне.

В Аджаро-Триалетской зоне с верхнеэоценовой орогенической фазой связано внедрение сиенито-диоритов и анальцимовых сиенитов Аджарии и щелочных сиенитов Гурии. Согласно П. Д. Гамкрелидзе (1949) дифференциатами этой же магмы, претерпевшими гибридизацию за счет ассимиляции вмещающих пород, являются габбро-диориты Карельского района и Зекарского перевала.

В Аджаро-Триалетской зоне развиты две рудные формации: скарново-магнетитовая и полиметаллическая. Первая представлена Дзамским месторождением, являющимся «миниатюрным» аналогом Дашкесанского, а вторая—развита в ряде рудных районов в непосредственной связи с интрузивами сиенито-диоритов. С последними по левобережью р. Аджарис-цкали, в районе селений Мериси и Вайо связаны также месторождения серно-медного колчедана.

В Сомхетско-Ганджинской тектонической зоне развиты многочисленные интрузии гранитоидов среднего и реже кислого состава. С ними связаны крупные медноколчеданные, серноколчеданные, полиметаллические (с баритом) и железорудные месторождения, сгруппированные в соответствующие рудные районы: Алавердский, Маднеульский, Привольненский, Кохбский, Шамшадинский, Кедабекский, Дашкесанский и Мехманинский (Мардакертский, Гюльятагский).

Все месторождения зоны приурочены к вулканогенным образованиям юры, верхнего мела и эоцена (на западе); состоят почти исключительно из сульфидов. С медноколчеданным оруденением на участках Маднеульского и Шамлугского месторождений тесно ассоциируют барито-полиметаллические месторождения, представленные довольно крупными пластообразными залежами.

В распределении месторождений главенствующую роль играют структурные и литологические факторы и, кроме того, типы связей оруденения с интрузивной деятельностью зоны вообще и с каждым массивом в отдельности.

В процессе становления интрузивного комплекса выделяются два этапа рудообразования. К первому этапу принадлежат рудопроявления, генетически и территориально связанные с обнажающимися гранитоидными массивами. К этому ряду относятся контактово-метасоматические месторождения железа, меди и других элементов, нерудные полезные ископаемые экзоконтактовой зоны интрузивных массивов, зоны грейзенизированных пород и связанные с ними полезные ископаемые.

Ко второму этапу рудообразования принадлежат рудопроявления, непосредственно не контролируемые обнажающимися интрузивными массивами, но являющиеся членами общего интрузивного комплекса. К этому этапу принадлежат гидротермальные месторождения меди, молибдена, цинка, свинца и других элементов. Они, как правило, следуют после формирования пород жильной серии второго этапа.

Вновь открытое (Ю. И. Назаров, 1966) Маднеульское месторождение находится в западной части Сомхетско-Ганджинской зоны; приурочено к Болнисской структурно-фациальной подзоне, в которой развиты вулканогенно-осадочные породы верхнего мела (сеноман-турон). Им несогласно подлежат неглубоко залегающие юрские (лейас-доггер) вулканогенные толщи и метаморфические породы верхнего протерозоя, выходящие на поверхность в Локском (Джандарском) массиве. Интрузивные образования представлены дайками альбитофиров, дацитов и диабазов и мелкими интрузиями гипабиссальных пород среднего и кислого состава, комагматичных с вулканогенными образованиями.

Для всех магматических пород верхнемелового комплекса (как и для юрских) характерно преобладание натрия над калием при общем относительно невысоком содержании щелочей. Складчатость в породах верхнего мела является, в общем, еще менее напряженной, чем в отложениях юрского возраста; развиты радиальные нарушения небольшой амплитуды.

На месторождении развито медноколчеданное оруденение, с которым тесно ассоциируют барито-полиметаллические месторождения, представленные довольно крупными пластообразными залежами.

Поладаурское (Чатахское) рудное поле одновозрастно с Маднеульским месторождением, расположено в непосредственной близости от него. Представлено рядом участков вулканогенных пород верхнего мела с богатым оруденением гематита. Форма рудных тел представленных пластовыми залежами, линзами и штоками, свидетельствует о локализации метасоматических руд в пределах благоприятных литологических разновидностей вмещающих туфогенных пород. Сюда же естественно отнести и гидротермальные проявления марганца, тесно связанные с концентрациями гематита и приуроченные к вулканогенной толще (Самшвильдское—в Грузии и группа Иджеванского района—в Армении).

Алавердский рудный район является одной из самых сложных и интересных в геологическом и металлогеническом отношениях частей Малого Кавказа. Здесь развиты осадочно-вулканогенные толщи средней и частью верхней юры и нижнего-среднего эоцена, прорываемые крупными интрузиями кислых и отчасти средних пород. В тектоническом отношении район разделяется на две части: северная, сложенная вулканогенными толщами юры, представляет крупную антиклиналь общекавказского направления, шарнир которой падает полого на юго-восток; крылья антиклинали осложнены второстепенной складчатостью, сопровождаемой мелкими разрывами. К последним приурочены все медные месторождения собственно Алавердского района.

Шамлугское месторождение расположено на северо-восточном крыле указанной антиклинали в зоне сопряжения с примыкающей здесь антиклиналью антикавказского направления. Это обусловило наличие здесь интенсивной второстепенной складчатости, осложненной разрывами разной амплитуды.

По правобережью р. Дебет (Дебеда-чай) к востоку от Алаверди расположена крупная (около 25 *км*^{2}) Кохбская (Шнохская, Кульпинская) интрузия кварцевого диорита, залегающая среди вулканогенных образований средней юры. По периферии массива в нескольких

местах (Цакери-даш, Бовери-даш) констатированы контактово-метасоматические рудопроявления железа, приуроченные к известковистым туфогенным песчаникам. Характерно близкое расположение их к гранитоидам, что подтверждает их генетическую связь.

Южная часть района сложена осадочно-вулканогенными породами эоцена, собранными в ряд сближенных складок, местами разорванных и интрудированных довольно крупными интрузиями гранитоидов. К подобной складке приурочены медные месторождения Шагали-Элиарской и Сисимаданской групп, оказавшиеся в результате разведок малоперспективными.

Более интересными в промышленном отношении могут быть рудопроявления Привольненской группы, расположенные по левобережью р. Каменки в Степанаванском районе Армянской ССР.

В Привольненском районе констатированы медные и полиметаллические проявления, приуроченные к эоценовой вулканогенной толще. Оруденение в виде вкрапленности обнаруживается в пластах карбонатсодержащих туфогенных песчаниках и вдоль даек порфиритов. По данным некоторых исследователей (П. С. Саакян) они относятся к осадочному типу, что не оправдалось в результате разведочных работ; другие авторы правильно считают их гидротермальными образованиями, парагенетически связанными с малыми интрузиями пестрого состава, отмечаемыми в вулканогенной толще среднего эоцена.

Шамшадинский рудный район находится по правобережью среднего течения р. Агстев (Акстафа-чай), в расстоянии около 50—60 *км* к юго-востоку от Алавердского района, в другой структурно-фациальной подзоне.

Район сложен преимущественно вулканогенными породами нижней и средней юры и прорывающими их интрузиями кислых пород. В тектоническом отношении представляет обширную антиклиналь широтного направления, опрокинутую к югу; по южному крылу проходит крупный взброс (?), по которому породы нижней юры надвинуты на вулканогенную толщу средней юры, слагающей широтный синклинальный хребет Мургуз (3003 *м*). Ядро упомянутой антиклинали разбито рядом сбросов незначительной (?) амплитуды; местами они выводят на поверхность подстилающие нижнюю юру метаморфические сланцы верхнего протерозоя.

В связи с кислыми интрузивными породами здесь находятся обширные участки гидротермально-измененных пород, слагающих пояса и зоны вдоль нарушений широтного простирания. Оруденение в таких породах неравномерное, вкрапленникового типа; сульфиды часто представлены только одним пиритом и редко к ним присоединяется халькопирит, а еще реже цинковая обманка и свинцовый блеск.

Зоны и пояса сульфидизированных и измененных гидротермальными процессами пород обладают мощностью от нескольких до 10—20 *м*, при простирании местами до 1 *км*. Но отсутствие в этих зонах сложных ступенчатых сбросовых «дробленых» тектонических структур, типа Кедабек—Чирагидзор—Алаверди, благоприятных для концентрации выносимых рудных растворов, не благоприятствовало образованию более или менее мощных рудных тел. Намеки на подобные структуры имеются лишь в верховье р. Ахум (Гасан-су).

Вокруг интрузивных массивов во вторичных кварцитах были зарегистрированы многочисленные проявления медных и полиметаллических руд, некоторые из которых частично разведывались в дореволюционный период различными столбопромышленниками, часть же уже в советский период. Однако разбросанность этих проявлений (при от-

сутствии каких-либо сносных путей сообщения), их непостоянство в количественном и качественном отношениях в большинстве случаев отодвигают возможность их практического использования в настоящее время

Наиболее сконцентрированной и интересной в практическом отношении, несомненно, является группа месторождений верховья рр. Ахум, Тауз-чай и Хунзор-кот. В генетическом отношении месторождения этой группы принадлежат в значительном большинстве к типу эпитермальных или переходных к ним, в пользу чего говорит как присутствие низкотемпературных минералов (галенит, барит), так главным образом и развития алунита в боковых породах.

Шлиховое опробование района месторождений показало наличие, кроме пирита, меди, свинца, цинка, также шеелита и корунда.

В северо-восточной части района близ сел. Мосес находится небольшое свинцово-цинковое месторождение, приуроченное к известнякам сеномана.

Весьма интересным в рудном отношении является расположенный далее к востоку Кедабекский рудный район. Здесь располагается большое количество разрозненных выходов интрузивных пород (Кедабек, Славянка, Чардахлы, Далляр, Барум-Барсум и др.). Вполне вероятно, что более мелкие из них представляют выступы крупных интрузий, находящихся на глубине. Интрудируют они в основном юрские породы, почему третичный (верхнеэоценовый) возраст их многими оспаривается; однако отдельные пункты прорывания гранитоидными интрузиями пород сеномана (Зурнабад) и турона (Кызыл-Кая и Уч-тапа у гор. Кировабада), а также иногда проявляющаяся минерализация в известняках верхнего сенона (гидротермального типа марганцевое месторождение Молладжала и пр.) явно указывает на третичный возраст гранитоидов указанной области. За это говорит и установленная металлогения этой части Малого Кавказа. Здесь известны в основном месторождения и проявления следующих типов руд:

1. Кедабекские (ныне выработанные) медно-серноколчеданные руды с проявлениями сфалерита, галенита, золота, серебра, мышьяка, кобальта (в блеклых рудах), барита.
2. Битти-Булахские энаргитовые руды с халькопиритом, сфалеритом, галенитом, фаматинитом.
3. Новогореловское медно-цинковое месторождение с наличием золота и серебра.
4. Алабашлинское месторождение гематитовых руд гидротермального типа с ильменитом.
5. Полевошпатово-турмалиновые грейзены с признаками олова (до 0,02—0,1%) и рутилом.
6. Магнетитовые руды Ново-Ивановки с наличием пирита и кобальта.
7. Бадакендское полиметаллическое месторождение с наличием золота и серебра.

Таким образом, металлогенические черты послетуронских, скорее всего, третичных гранитоидных интрузий северо-восточной части Малого Кавказа характеризуются следующим комплексом элементов: Fe, Cu, Pb, Zn, As, S, Co, Au, Ag, Mn, Ba, частью Sb, Sn, Mo, Ti.

Как видим, указанные элементы, встречающиеся в рудах описываемого района, почти полностью отвечают таковым для заведомо третичных гранитоидных металлоносных интрузий Кафана и Нахичеванской АССР (см. ниже). Это косвенно доказывает также третичный возраст гранитоидов и северо-восточной части Малого Кавказа.

В Дашкесанском рудном районе находится около десяти разрозненных гранитоидных интрузий (Дашкесан, Зурнабад, Мурут, Чирагидзор, Чайкент, Кызыл-кая у гор. Кировабада и др.), с которыми связано разнообразное промышленное оруденение.

1. Дашкесанское месторождение железных руд (магнетит и железный блеск) контактового типа, с редкими проявлениями MoS_2 (по Е. Г. Багратуни, Mo—до 0,03%).

2. Дашкесанское месторождение кобальтовых руд с арсенопиритом и без него и с проявлениями медных и полиметаллических руд.

3. Загликское месторождение алунитов.

4. Чирагидзорское и Тоганалинское месторождения серного колчедана, содержащие селен, иногда медь, золото, реже полиметаллы.

5. Молладжалинское месторождение железо-марганцевых руд гидротермального типа.

Весьма интересным в рудном отношении является Дашкесанское месторождение.

Дашкесанское железорудное и кобальтовое месторождение является представителем скарново-магнетитовой формации, часто с сульфидным оруденением; относится к контактово-метасоматическому и высокотемпературному типам. Месторождение залегает в зоне экзоконтакта Дашкесанского интрузива, прорывающего ядро пологой широтной синклинали, сложенной осадочно-вулканогенными породами средне-верхнеюрского возраста. Рудная залежь приурочена к межформационной зоне нарушений, прослеживающейся вдоль контакта висячего бока верхнеюрских известняков и фациально их замещающих вулканогенно-осадочных образований. Оруденение магнетита и кобальтово-мышьяковых сульфидов (кобальтин, глаукодот) генетически связано с основными фациями Дашкесанской гранодиоритовой интрузии. Контактово-метасоматическое оруденение здесь четко отделено во времени от наложенного на него сульфидно-высокотемпературного гидротермального (Г. А. Твалчрелидзе, 1961; М. А. Кашкай, 1965).

Аналогичные, но менее значительные железорудные проявления расположены, как указывалось, в этой же зоне далее к западу, в Ноемберянском районе Армении, где они сосредоточены вокруг Кульпинского (Кохбского) интрузива кварцевого диорита.

Далее к востоку от Дашкесанского района на большом расстоянии (свыше 50 *км*) интрузивные породы в описываемой зоне отсутствуют. В крайней же восточной ее части, у границы с предгорьями, расположена довольно крупная гранитоидная интрузия (Мехманинская) нижнемелового возраста; с ней связаны многочисленные проявления полиметаллических руд.

В заключение описания зоны следует отметить, что М. А. Кашкай (1956) относит образование всех месторождений колчеданной формации Сомхетско-Ганджинской зоны (Чирагидзор, Тоганалы, Биттибулах, Кедабек) к байосу; И. Г. Магакьян (1959) включает в эту группу Шамлугское, Алавердское и Ахтальское месторождения колчеданного типа, считая, что все они ассоциируют в пространстве с субвулканическими кератофирами верхнего байоса. Лишь Г. И. Керимов (1958) отстаивает связь оруденения с гранитоидами.

В следующей к югу тектонической зоне Малого Кавказа—Армянской распространены гранитоидные интрузии как верхнеэоценового, так и нижнемиоценового (в южной части зоны) возраста, несущие колчеданное оруденение. Вдоль северного края зоны, к югу от надвига (подвига), в так называемой офиолитовой подзоне, развит комплекс верхнеэоценовых пород—от перидотитов до кварцевых диоритов и гранодиоритов, несущих специфическое оруденение.

Гипербазиты представлены продуктами перидотитовой (габброидной) магмы в виде перидотитов, верлитов, гарцбургитов, лерцолитов, троктолитов, пироксенитов, дунитов.

Контактовые воздействия гипербазитов выражены слабо и представлены лишь в некоторых случаях роговиками и скарнами с гранатом (уваровит) и волластонитом, а также лиственитами.

Рудопроявления хромитов залегают в ультраосновных породах, а титаномагнетита—приурочены к основным разностям указанного комплекса. Они образуют мелкие шлиры, гнезда и вкрапленность в материнских породах—дунитах.

Дунитовые массивы рассеяны по всей полосе ультраосновных пород Армении, но не обладают крупными размерами, почему нет надежд встретить крупные рудные тела; последние обычно небольших размеров и рассеяны на значительных пространствах. Это обстоятельство затрудняет и удораживает разведочные работы, почему выгоднее и целесообразнее сочетать их с попутной добычей.

При разведке и эксплуатации Надеждинского месторождения были встречены на глубине 30—50 *м* от поверхности «слепые» рудные тела, что значительно повышает интерес к разведке указанного рудного пояса. Необходимо произвести на этой площади тщательные поисковые работы, а затем на встреченных рудопроявлениях детальную съемку, которая укажет направление соответствующих глубоких выработок. К сожалению, геофизические методы разведки к таким месторождениям пока не применимы; магнитометрическая съемка, проведенная на одном месторождении (Гейдара в Курдистане), себя не оправдала.

В пределах Севанского отрезка офиолитового пояса на хромитовое оруденение накладывается более молодая ассоциация золота, ртути, сурьмы и мышьяка в виде реальгара и аурипигмента, представленная месторождениями Зод, Ахта и проявлениями в районах Ахурян, Агверана и некоторых других. Рудопроявления ассоциируют в пространстве с малыми интрузиями гранитоидов (порфировидные гранодиориты, сиениты, кварцевые диориты и др.) верхнеэоценового возраста; представляют крайний дифференциат позднеэоценового интрузивного комплекса: перидотит—кварцевый диорит—гранодиорит.

Минеральный состав руд весьма сложен; кроме названных главных элементов, в них встречаются соединения висмута, теллура, свинца и серебра (Г. А. Твалчрелидзе, 1959; С. Б. Абовян, 1961).

В крайней северо-западной части Армянской зоны располагается большое количество гранитоидных интрузий Памбакской группы, среди которых выделяется уникальный массив нефелиновых и щелочных сиенитов, ныне эксплуатируемых в качестве алюминиевого сырья. Сложен этот район интенсивно дислоцированными образованиями верхнего мела (известняки) и эоцена (вулканогены, в том числе щелочные).

В связи с интрузивными породами находятся обширные участки гидротермально-измененных пород (каолинизированных и кварцитизированных), которым подчинены проявления серного и медного колчедана. На северном склоне Памбакского хребта среди подобных пород находится крупнейшее в Армении Танзутское месторождение серного колчедана.

Район этот интересен также в отношении возможности нахождения здесь редких и рассеянных элементов.

На южном склоне Памбакского хребта у сел. Мисхана находится частично разведанное Мисханское медно-молибденовое месторождение. Здесь распространено незначительное, главным образом медно-молибденовое оруденение порфирового типа, а также железорудные скарновые и гистеромагматические месторождения и жильные прояв-

ления полиметаллов. Оруденения генетически связаны с интрузивными породами, по отношению к выходам которых намечается определенная горизонтальная зональность.

На крайнем юго-востоке Армянской тектонической зоны находится Кафанская подзона, сложенная вулканогенными образованиями юры и нижнего мела; в районе известного одноименного месторождения они слагают обширную брахиантиклиналь общекавказского направления.

На юго-западное крыло этой антиклинали, осложненной интенсивной второстепенной складчатостью, опрокинутой к востоку, надвинуты по крупному надвигу палеозойские и позднепротерозойские образования.

К юго-западу от указанного разлома (Гирратахского) располагается уже следующая структурно-фациальная зона Малого Кавказа—Нахичеванская. В связи с таким положением Кафанская брахиантиклиналь имеет шовный характер и оказывается интенсивно разбитой разрывными нарушениями различных направлений, среди которых наиболее крупные имеют северо-западное и северо-восточное направления и сопровождаются оперяющими широтными трещинами.

Вследствие интенсивно проявившейся в вулканических очагах дифференциации и широкого развития тектонических трещин относительно древнего заложения, в Кафанском рудном районе широко распространены субвулканические образования, тогда как жильные породы глубинного происхождения занимают подчиненное положение, а гипабиссальные гранитоидные породы третичного возраста (верхнеэоценовая Цавская интрузия) выходят лишь на периферии района (П. Ф. Сопко, 1966).

Кафанское месторождение отличается, по мнению Г. А. Твалчрелидзе (1961), от колчеданных месторождений доскладчатого металлогенического типа морфологией, вмещающими породами, геотектоническим положением; парагенетически связывается с формацией малых трещинных интрузий.

На месторождении установлены два типа оруденения—жильный и штокверковый, которые контролируются крупными дорудными разломами: Рудоносные гидротермальные растворы парагенетически должны быть увязаны с третичными (верхнеэоценовыми) гранитоидными интрузиями.

Продолжением Малого Кавказа к юго-востоку, кулисообразно смещенным, является Талышская область, сложенная в основном вулканогенными и песчаниково-глинистыми образованиями палеогена.

Касаясь вопроса рудоносности района Талышских гор, следует отметить, что здесь никаких заслуживающих внимания рудных проявлений не встречено, несмотря на наличие выходов явно послеэоценовых интрузий габбро-тешенитового ряда. Последние имеют значительное развитие и представлены обычно дайками. Их возрастными аналогами являются анальцимовые андезиты, находящиеся в эффузивной фации и образующие покровы. Признаков оруденения, связанных с интрузивной фацией анальцимовых андезитов, т. е. с габбро-тешенитами, нет; лишь местами отмечаются редкие примазки малахита по трещинам отдельности.

10. Раннемиоценовая металлогеническая эпоха. Позднеолигоценовая-раннемиоценовая (верхнемайкопская, новоштирийская?) орогеническая фаза проявилась в региональном масштабе как на Большом, так и на Малом Кавказе. С ней связано формирование на Большом Кавказе так называемых «неоинтрузий», а на Малом Кавказе гранитоидных интрузий южной части области. С указанными интру-

зиями раннемиоценового возраста связаны все главнейшие рудные полезные ископаемые Кавказа.

Следует указать, что на Большом Кавказе возраст неоинтрузий установлен сравнительно недавно; до последнего времени многие из них считались юрскими и меловыми.

На Большом Кавказе позднеолигоценовые—раннемиоценовые интрузии широко развиты, но размеры их всюду сравнительно небольшие (трещинного типа); наибольшей из них является Эльджуртинская интрузия, площадь которой равна 8 $км^2$. Форма ее штоковая, контакты крутые, интрузив вытянут в широтном направлении, обнажен ущельем р. Баксан на 900 *м* и вскрыт буровой скважиной еще на глубину 2000 *м*.

Связанное с этими гранитами Тырныаузское месторождение приурочено к южному краю глыбово-складчатой зоны. Здесь выделяется Тырныаузский рудный пояс, прослеживающийся при ширине 3—4 *км* вдоль северной периферии палеозойских отложений Передового хребта между реками Баксан, Кестанты и Чегем. Металлоносность пояса связана с интрузией эльджуртинских гранитов, продолжение которого предполагается на глубине в восточном направлении.

Вмещающие породы представлены сложным комплексом древних образований, среди которых в пределах рудного поля главную роль играют мраморизованные известняки нижнего карбона, а также филлиты, кварциты, конгломераты, яшмы, сланцы, туфы тырныаузской свиты нижнего карбона. Выше развиты несогласно налегающие континентальные отложения верхнего карбона, красноцветная толща нижней перми и глинистые сланцы нижней юры.

С внедрением гранитоидов связано значительное контактовое изменение вмещающих пород, распространенное на площади до 5 $км^2$ и выраженное в основном в скарнировании известняков. Оруденение представлено тремя типами, наибольшее промышленное значение имеют концентрации молибдена и шеелита, приуроченные к зонам скарнов в непосредственном контакте с гранитами. Минерализация скарнов имеет сложный многоэтапный характер; первым выделялся шеелит, затем следовали молибденит, арсенопирит, пирит, пирротин, сфалерит, галенит, халькопирит, блеклые руды, гематит, магнетит, кварц.

В жилах концентрируется преимущественно арсенопиритовое, свинцово-цинковое и сурьмяное оруденение.

К контактовому ореолу тырныаузской гранитной интрузии приурочено также крупнейшее месторождение андалузита, пока еще не осваиваемое.

Второй тип оруденения представлен месторождениями, удаленными от интрузии на 1 *км*, сюда относятся концентрации арсенопирита, висмутина, касситерита, кобальтина, халькопирита, блеклых руд, галенита и сфалерита.

Рудопроявления третьего типа наиболее удалены от интрузива; они представлены кварцево-антимонитовыми жилами.

Таким образом, в Тырныаузском рудном узле отчетливо проявлена горизонтальная зональность в расположении месторождений по отношению к интрузиву, характерная для рудных районов постскладчатого типа.

К западу от Тырныаузского месторождения к этой же зоне приурочено недавно открытое Худесское медноколчеданное месторождение. Район последнего, морфологически обнимающий широтный хребет Ташлы-сырт к северу от Эльбруса, характеризуется блоково-складчатой структурой, сформировавшейся в основном в герцинскую эпоху. Палеозойские отложения разбиты региональными нарушениями взбросо-надвигового типа на продольные, наклонные к югу блоки (шесть).

Каждый блок отделен от соседних взбросами южного падения с большой амплитудой относительных перемещений. Благодаря этому общая внутреняя структура зоны палеозойских пород имеет чешуйчатый вид (см. рис. 42). Выделяется несколько типов пликативных структур, последняя из которых сформировалась в связи с молодыми движениями, ассоциирующими с самыми молодыми альпийскими интрузиями рудного поля—гранит-порфирами (Г. Д. Афанасьев, 1959; З. В. Студенникова, 1957).

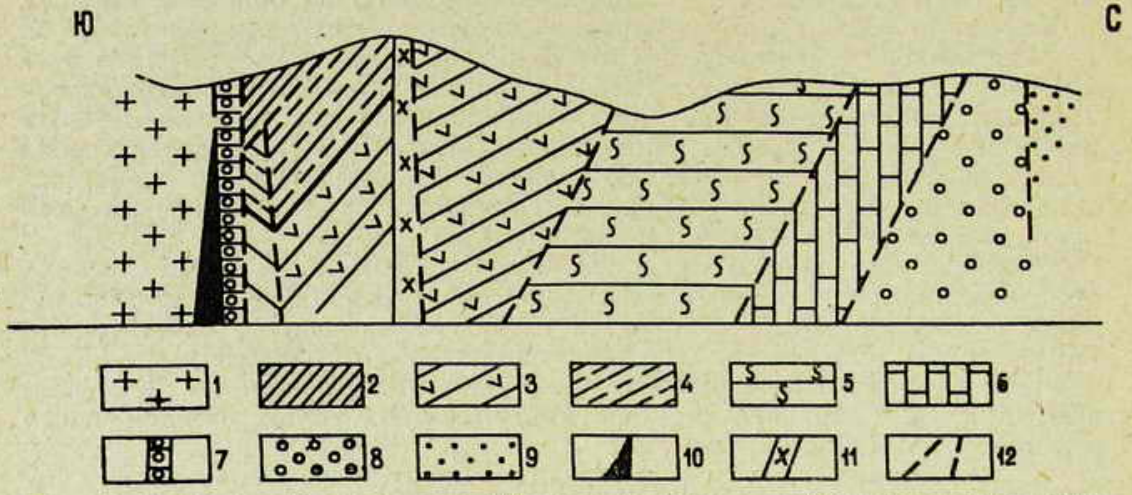


Рис. 42. Структурный разрез зоны Передового хребта в районе Худесского месторождения (по Н. С. Скрипченко и Е. А. Крюкову, 1966, рис. 10).

Обозначения: *1*—докембрийские (?) кристаллические породы; *2*—комплекс пород урупской серии; *3*—вулканогенная свита (Худесская формация); *4*—туфосланцевая свита; 5—артыкчайская свита (филлиты); 6—нерасчлененные отложения палеозоя; 7—конгломераты и песчаники среднего-верхнего карбона; 8—конгломераты и песчаники перми; 9—отложения нижней юры; 10—дайки ультрабазитов; 11—гранит-порфиры; 12—тектонические нарушения взбросо-надвигового типа.

Руды месторождения—массивные (почти сплошь сульфидные) колчеданные с незначительной примесью нерудных минералов.

Минеральный состав массивных руд следующий: дисульфид железа (пирит, медистый пирит, мельниковит-пирит, мельниковит)—90—100%; прочие сульфиды (в основном халькопирит и сфалерит)—до 9%, нерудные минералы—1—5%. Выявлено около 30 рудных и нерудных минералов; руды характеризуются наличием сравнительно большого числа промышленно-ценных компонентов—меди, цинка, серы, золота, серебра, кобальта, селена, теллура и акцессорных примесей—кадмия, индия, галлия, таллия, германия, висмута. В зависимости от содержания главных компонентов, что в свою очередь тесно сопряжено с минеральным составом, выделяется три промышленных типа руд: 1—медисто-колчеданный (до 47% объема залежи), 2—медисто-цинковисто-колчеданный (12%) и 3—серноколчеданный. Цинковая минерализация является наложенной на медистые руды вдоль тектонических зон дробления (Н. С. Скрипченко, 1966).

Характерной структурной разновидностью руд Худесского месторождения являются гелевидные руды, аналоги которых не отмечаются ни в Бескесском, ни в Урупском месторождениях. Наличие этих руд указывает на очень слабый метаморфизм месторождения и на принадлежность друг к другу первичных колчеданных руд—по Т. Н. Шадлун (1954).

К северо-западу от Худеса, на северном крае глыбово-складчатой зоны Передового хребта, в бассейне р. Уруп находится ряд одновозрастных медноколчеданных месторождений.

Участок Урупского медного месторождения приурочен к северному краю глыбово-складчатой зоны Передового хребта в месте сопряжения древних разломов близширотного и северо-западного направлений. В этом районе отчетливо выражены палеозойский и альпийский структурные этажи; последний представлен почти горизонтально залегающими юрскими терригенными образованиями. Колчеданное оруденение приурочено к интенсивно дислоцированному палеозойскому этажу. Общая структура рудного поля характеризуется развитием пологих складок, нередко неправильной куполообразной формы и удлиненных в северо-западном направлении. К северу от месторождения расположено ядро пологой положительной структуры; представляет она удлиненное куполовидное поднятие с более крутым (25—30°) южным и очень пологим северным крыльями. Группа урупских месторождений (собственно Урупское, Власенчиха, Скалистое) локализуется в южном крыле этой структуры, переходящем еще южнее в синклиналь (см. рис. 43-а).

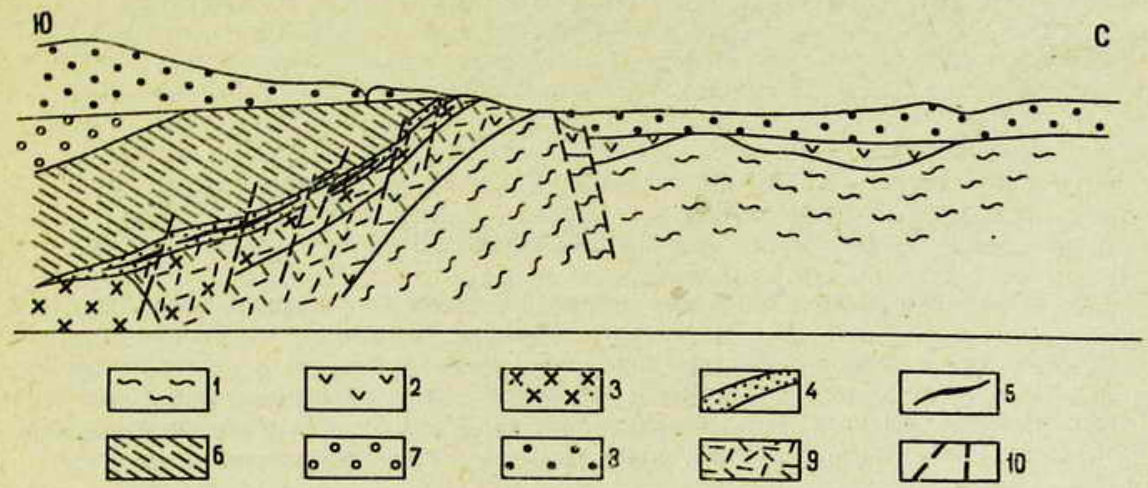


Рис. 43-а. Структурно-геологический разрез Урупского месторождения (по Н С. Скрипченко, 1966, рис. 14).

Обозначения: *1*—филлиты; *2*—диабазовые порфириты; *3*—кварцевые альбитофиры; *4*—кремнистые сланцы, туфопесчаники и конгломераты; *5*—сплошные колчеданные руды; *6*—туфогенная толща; *7*—конгломераты пермского возраста; *8*—отложения нижней юры; *9*—зоны гидротермальных изменений; *10*—тектонические контакты.

На Урупском и Бескесском месторождениях констатированы послескладчатые малые интрузии кварцевых сиенито-диоритов и гранодиорит-порфиров, содержащих рассеянную пиритизацию. Имеется полное основание связывать рудообразование с указанными молодыми гранитоидами.

Г. А. Твалчрелидзе (1961) относит Урупское, Бескесское, Худесское и ряд других более мелких колчеданных месторождений к доскладчатой стадии герцинской эпохи.

Распределение различных типов руд в главном рудном теле—отчетливо выраженное зональное: в основании залегают серноколчеданные руды, сменяющиеся кверху медистыми пирит-халькопиритовыми рудами (обычно с жилками сфалерита), а затем—богатыми медными пирит-халькопирит-борнитовыми рудами.

Участок Бескесского месторождения приурочен к северному краю глыбово-складчатой зоны Передового хребта; в структурном отношении представляет северо-восточное крыло большой палеозойской синклинали общекавказского направления в месте сопряжения крупных древних (впоследствии омоложенных) разломов близширотного и северо-западного направлений. Рудовмещающие вулканогенные породы имеют здесь общее моноклинальное северо-западное падение, осложненное мелкой складчатостью и разрывами. Сочетание многочисленных тектонических нарушений с моноклиналью обусловливает сложную блоковую структуру месторождения (см. рис. 43-б).

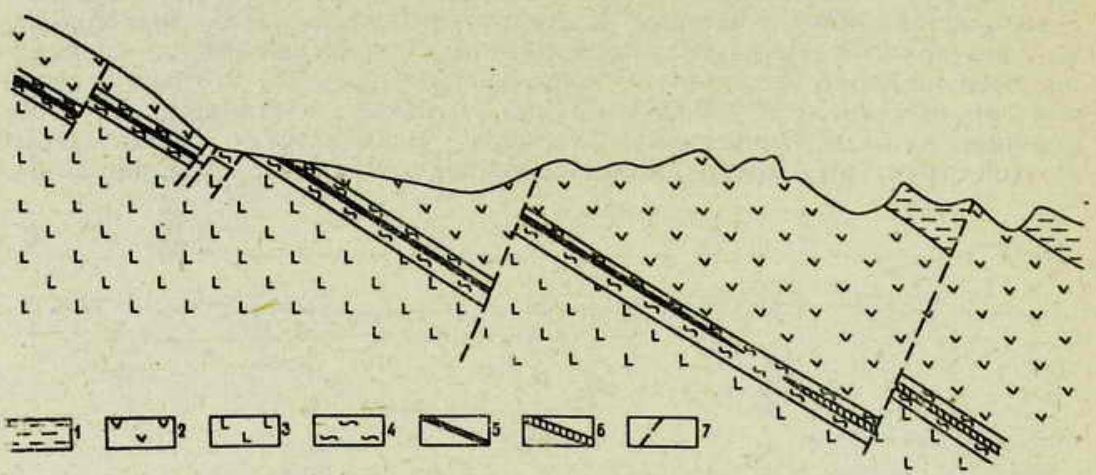


Рис. 43-б. Структурно-геологический разрез Бескесского месторождения (по Н. С. Скрипченко, 1966, рис. 15).

Обозначения: *1*—рассланцованные порфириты среднего состава; *2*—диабазовые порфириты; *3*—полосчатые диабазовые порфириты; *4*—кварц-полевошпат-хлоритовые сланцы; 5—медисто-цинковисто-колчеданные массивные руды; 6—кварц-серицитовые пиритизированные породы; *7*—тектонические нарушения взбросо-надвигового типа.

Линзовидные и пластовые кулисообразно залегающие тела массивных колчеданных руд локализуются внутри слоистой пачки (50—100 *м*) кварц-альбит-хлоритовых сланцев, диабазовых порфиритов, альбитофиров.

На Бескесском месторождении по вещественному составу выделено два типа массивных руд—серноколчеданные и медисто-цинковисто-колчеданные. Последние пользуются наибольшим распространением, образуя самое крупное и ряд мелких тел.

Худесское, Даутское и Карабекское колчеданные месторождения занимают более высокое стратиграфическое положение, чем оруденения Уруп-Бескесской группы. Они приурочены к нижнекарбоновым образованиям, чем, вероятно, объясняется значительно меньшая, чем в Урупско-Бескесской группе месторождений, степень метаморфизма руд и вмещающих пород.

В отношении генезиса колчеданных месторождений существуют различные точки зрения.

В. И. Смирнов и Т. Я. Гончарова (1960) считают возможным отнести Урупское месторождение к эксгаляционно-осадочному типу. Некоторые геологи (Тузиков, 1959; Нетреба, 1959; Заридзе, 1958) считают колчеданное оруденение значительно более поздним, чем рудовмещающие породы и чем их консолидация. На основании гидротермальных

изменений, наблюдающихся в обоих зальбандах рудного тела, и многостадийности рудообразования В. И. Буадзе (1960) приходит к выводу о гидротермальном происхождении оруденения и парагенетической связи его с эффузивным вулканизмом.

Г. А. Твалчрелидзе (1965) полагает, что эти колчеданные месторождения естественнее всего считать гидротермальными близповерхностными рудообразованиями, парагенетически связанными с субвулканической диабаз-альбитофировой формацией.

Осадочный генезис колчеданных руд и месторождений в вулканогенных формациях Северного Кавказа отстаивают многие исследователи (Н. С. Скрипченко, 1968; Л. И. Яковлев, 1968; В. И. Буадзе, 1968).

Разбирая условия генезиса медноколчеданных руд Быковского месторождения, С. Н. Ганжарова (1968) приходит к выводу, что формирование руд, как и несколько ранее образовавшихся метасоматитов, происходило, скорее всего, в результате интенсивно проявившихся гидротермально-метасоматических процессов на фоне начавшихся тектонических движений и метаморфизма. Генезис же рудообразующих гидротермально-метасоматических растворов пока остается неясным.

Принимая роль гидротермальных растворов в рудообразующих процессах, в частности как магматических флюидов, К. Ф. Орфаниди (1968) предлагает рассматривать их с позиции палеогидрогеологии: в обязательной связи с подземными водами водонапорных систем с учетом гидродинамических и других свойств земной коры.

В результате анализа накопленного к настоящему времени геологического материала по зоне Передового хребта, по совокупности рудоконтролирующих факторов и данных геофизических, геохимических и гидрохимических работ Н. А. Савченко и А. М. Загоскин (1968) считают перспективными на обнаружение «слепых» рудных тел следующие участки: 1—фланги Урупского, Власинчихинского и Скалистого месторождений; 2—Большелабинское рудное тело; 3—участки верховьев р. Андрюк, 4—Мухинский, Джелтмесский, Кизельчукский и северную часть Даут-Кырхольского рудного поля. Значительными потенциальными возможностями выявления новых месторождений обладают Тебердо-Кубанский и Лабинский рудные районы.

В зоне Центрального Кавказа к раннемиоценовому возрасту относятся гранитоиды верховьев р. Цхенис-цкали в Нижней Сванетии. Г. А. Твалчрелидзе (1961) считает их несколько более древними—связанными не с новоштирийской фазой (по нашему толкованию), а с савской или древнештирийской орогенической фазой.

Далее в зоне Главного хребта к этим образованиям относятся гипабиссальные интрузии дацитов, гранодиоритов и альбитофиров районов Кароби, Сангутидона, Тепли, Уруха, Цея и других мест. Именно эти породы были первоначально описаны Д .С. Белянкиным (1919, 1924, 1959) под наименованием «неоинтрузии», а Л. А. Барданянцем (1937) выделены как интрузии «теплинского типа». Все они отчетливо контролируются крупными разломами, заложенными частично еще в период среднеюрских тектонических движений и омоложенных в третичное время.

Возраст отмеченной интрузивной формации на Большом Кавказе устанавливается геологическими наблюдениями лишь в одном месте—к юго-востоку от Тырныауза на водоразделе рр. Баксан и Чегем. Здесь гранитоиды типа эльджуртинских отчетливо прорывают олигоценовую вулканогенную толщу, раньше относившуюся к нижнечетвертичному времени. Далее в Главном хребте породы неоинтрузий «залечивают» швы Главного надвига (Кароби, Цана); последние же движения вдоль этого нарушения датируются по наблюдениям в разных частях Цент-

рального Кавказа как постэоценовые—досарматские (Г. А. Твалчрелидзе, 1961).

В зоне Предкавказья молодой магматизм представлен гипабиссальными лакколитами липаритов и трахилипаритов района Кавказских Минеральных Вод.

В общем на Большом Кавказе отсутствуют третичные батолиты гранита; малые интрузии этого возраста развиты вдоль всей его территории и всюду с ними связана своеобразная металлогения, свойственная молодым складчатым геосинклинальным областям (Г. А. Твалчрелидзе, 1961).

К указанному времени на Большом Кавказе относится формирование Сангутидонского, Цанского, Чорохского и Зесхинского месторождений арсенопирита жильного типа, а также Каробского месторождения молибденита. Они относятся к арсенопирит-редкометалльной рудной формации, характеризующей рудообразования Главного хребта всех металлогенических эпох. В них устанавливается оруденение арсенопирита, молибденита, касситерита, шеелита, золота.

С гранитоидами теплинского типа ассоциирует ряд сближенных рудных комплексов, объединяющихся в одну рудную формацию. Ведущим элементом является мышьяк, присутствующий в тех или иных количествах и минеральных видах во всех рудопроявлениях этой формации. Заметным распространением пользуются вольфрам, сурьма, ртуть и молибден; второстепенную роль играют олово, свинец, цинк и золото.

По заключению А. Ш. Курбанова (1968), золото-арсенопиритовое оруденение вообще характерно для мезо-кайнозойского магматического цикла. В известных мышьяковых месторождениях Северо-Осетинской и Кабардино-Балкарской АССР установлены довольно высокие содержания золота и других полезных компонентов.

Рудопроявления мышьяково-редкометалльной формации встречаются на северном и южном склонах Главного хребта, где образуют несколько поясов, наиболее выдержанными из которых является ртутный, с перерывами прослеживающийся от Абхазии до Дагестана на протяжении 600 *км*. Поясовое расположение рудопроявлений обусловлено приуроченностью их к региональным тектоническим нарушениям (нередко кулисообразно смещающимся), которые контролируют и малые интрузии. Это положение, установленное еще А. Д. Ершовым (1940, 1941), предопределяет и элементы линейной зональности, наблюдающиеся, в частности, в районах Горной Рачи и Сванетии, где в зоне Главного надвига развиты высокотемпературные рудные комплексы—арсенопиритовый и редкометалльный, а к югу они последовательно сменяются антимонито-ферберитовым, киноварным и реальгар-аурипигментовым (К. И. Чичинадзе, 1945; Г. А. Твалчрелидзе, 1961).

Рудопроявления данной формации приурочены к наиболее поднятой части Большого Кавказа. К востоку и западу от Центрального поднятия Главного хребта—в стороны погружения структур—интенсивность оруденения в пределах отдельных рудных поясов затухает, и здесь проявляется лишь ртутный комплекс (месторождения Ахей в Абхазии и Хпек в Дагестане).

На стыке флишевой зоны южного склона с жесткими образованиями юрской Сухуми-Джавской зоны, на которые обычно надвинуты изоклинальные складки сланцевых свит, в связи с молодыми движениями происходит оживление процессов гидротермальной деятельности. Региональный надвиг обусловил в ряде мест раскол субстрата порфиритовой свиты байоса. Эти разломы (иногда лишь омоложенные) послужили путями для проникновения рудных растворов в верхние структурные этажи. С разломами связаны проявления сложной

рудной формации, объединяющей реальгар-аурипигментовый, ртутный, свинцово-цинковый и марганцевый рудные комплексы Юго-Осетии (рудообразования Сохта, Эрцо, Верхней Квайсы, Фасраго (Г. А. Твалчрелидзе, 1961).

В западной части зоны Передового хребта зарождается так называемый «полиметаллический пояс северного склона», представленный здесь, по Г. А. Твалчрелидзе (1961), верхнепалеозойскими месторождениями. Расположены они в северной части глыбово-складчатой зоны Передового хребта.

Свинцово-цинковые месторождения Передового хребта приурочены к выходам нижнепалеозойских пород и отчасти к «красным» гранитам и серпентинитам, причем наблюдается довольно тесная ассоциация с вышеотмеченным комплексом трещинных дайковых интрузий гранит-порфиров («кератофиров»). Месторождения моложе малых интрузий, поскольку отдельные рудные жилы и зоны залегают в дайках порфиров, а последние на ряде участков (Эльбрус, Каку) играют роль благоприятной для оруденения среды. Вместе с тем они близки по времени образования.

Оруденение Эльбрусского рудного поля имеет резко выраженный свинцово-цинковый состав; сульфиды меди и железа играют незначительную роль. По своему составу оруденение является переходным от мезотермального к эпитермальному.

Жилы Эльбрусского рудного поля локализуются в трещинах, по пространственной ориентировке аналогичных дайкам кератофиров, с которыми генетически связаны.

По общегенетическим соображениям и структурно-минералогическому сходству, к указанному же возрасту следует отнести рудные жилы Тызыльского месторождения, Джилтын-су, Сухан-су, Гицекарикая и Таторс далее к востоку, а на западе—месторождение Ятыргварта (?).

Далее к юго-востоку, в другой тектонической зоне, находится Садонский полиметаллический пояс, начинающийся на западе в верховье р. Урух. Приурочен он к южному краю восточной части Центрального поднятия Главного хребта. Г. А. Твалчрелидзе относит его уже к мезозою (бату), исходя при этом из истории геологического развития указанных двух районов, считая, что западная часть прекратила геосинклинальную стадию развития и консолидировалась после среднекарбоновой складчатости, а восточная—только в процессе батской складчатости. При этом восточная часть северного склона Большого Кавказа сохраняла, по указанному автору, во время складкообразования в карбоне геосинклинальное положение. Такое заключение является ошибочным, что вытекает из анализа геологических карт разбираемых районов. Лейасовая геосинклиналь распространялась и к западу, о чем свидетельствуют тектонические клинья этих образований как в области Главного хребта, так и Передового. Здесь накоплялись лишь соответствующие терригенные, более мелководные фации. Орогеническая фаза верхнепалеозойского времени, естественно, проявилась не только в области Передового хребта, но и восточнее, где также должен был быть перерыв между верхним палеозоем и лейасом.

По данным А. М. Красновидовой (по месторождениям Эльбрус и Тызыл), свинцово-цинковое оруденение наблюдается и в песчаниках среднего лейаса, перекрывающих рудовмещающую палеозойскую толщу. Таким образом, возраст оруденения является во всяком случае послеюрским. Г. А. Твалчрелидзе считает, что в данном случае имеет место переотложение рудного вещества из нижних горизонтов вдоль тектонического нарушения; такая концепция является мало вероятной.

В Садонской зоне наблюдается два пояса рудопроявлений: северный, собственно полиметаллический, и южный—медноколчеданный.

По нашему анализу северный пояс приурочен к северному крылу Садоно-Штавлерского разлома (см. выше), а южный—к южному его крылу. По Г. А. Твалчрелидзе (1961), последний является доскладчатым образованием, а первый—формировался в постскладчатую стадию.

При складкообразовании жесткий субстрат, естественно, реагировал на тектонические движения лишь разрывами. С процессами разрыва очевидно тесно связано формирование рудопроявлений и рудовмещающих структур, чем и объясняется приуроченность большинства месторождений Садонской группы к разломам в палеозойских образованиях. Трещинные структуры в перекрывающих их пластичных глинистых юрских породах менее благоприятны для концентрации оруденения, так как быстро закрывались.

Наиболее перспективной является, по указанному автору, центральная часть пояса, совпадающая с поднятой частью Садоно-Унальской структуры, где на поверхности обнажаются палеозойские граниты и древние кристаллические сланцы, благоприятные для оруденения в структурном отношении. В гранитах рудные тела более богаты и выдержанны, чем в кератофирах и глинистых сланцах.

В бассейне р. Ардон широко развито скарнообразование; по составу выделяются скарны гранат-пироксеновые, эпидот-цоизит-пироксеновые, цоизитовые, пироксен-амфибол-эпидотовые и др. В скарнах сложного состава, кроме основных минералов, встречаются цоизит, карбонат, хлорит и рудные—халькопирит, пирит, арсенопирит, пирротин, галенит, сфалерит, сидерит, магнетит, шеелит.

В тесной пространственной и генетической связи со скарнами встречаются кварцевые, карбонатные и кварцево-карбонатные жилы, нередко также с вкрапленностью рудных минералов. Скарнированные близширотные рудоносные зоны располагаются в ущельях Цадуатидон и Фаст-Фыдар; они пересекают графитовые сланцы нижней юры.

Скарны и рудные жилы содержат промышленные концентрации меди, свинца, цинка. В рудах установлены также мышьяк, сурьма, кадмий, висмут, серебро.

Скарново-полиметаллическое оруденение сходно с месторождениями Садоно-Фиагдонского рудного района (В. А. Любченко, В. Н. Макаров, 1968).

В полиметаллических рудах Садонской группы Эльбрусского и Квайсинского месторождений, являющихся по условиям образования гидротермальными средне- и низкотемпературными, констатировано наличие серебра и золота. Преобладающая часть серебра не образует самостоятельных минералов, а содержится в виде примеси: в галените, сфалерите, пирите, пирротине, тетраэдрите, халькопирите, арсенопирите и других минералах. Кроме того, обнаружены самородное серебро, аргентит, пираргирит, дискразит. Золото содержится в рудах в самородном виде.

На основании анализа всех структурно-литологических данных, на которых базируется прогнозирование не выходящих на поверхность рудных тел в полиметаллическом поле Горной Осетии, Е. Г. Рыпинская (1968) выдвигает следующие наиболее перспективные участки для выявления промышленного оруденения: 1—Айгамугадонский и Восточно-Галиатский; 2—Северный и Западно-Згидский; 3—Верхнемизурский и зона диагонального разлома к юго-востоку от него; 4—Луарский; 5—Джимидонский; 6—Хукалинский.

Садонский полиметаллический пояс к северо-востоку от Садона срезается разломом южного ограничения зоны, кулисообразно сме-

шается в указанном направлении и далее к востоку прослеживается до бассейна р. Самур вдоль северного края восточной части зоны северного склона Главного хребта. На этом протяжении выделяется несколько узлов концентрации оруденения, из которых наиболее интересными являются Дагестанский и Армхи.

Следует указать, что во всех трех упомянутых поясах (Передового хребта, Садонском и Дагестанском) оруденение сходное и характеризуется однообразием минерального состава и структур руды. Характерным является наличие брекчиевых текстур и структур и деформации минералов.

По составу преобладает свинцово-цинковое оруденение с подчиненым значением меди; только изредка наблюдается преобладание медной минерализации. Минеральный состав руд соответствует мезотермальной зоне. В более ранних этапах преобладает кварцево-сульфидная, в поздних—карбонатная и карбонатно-сульфидная минерализация.

Преобладающими минералами являются: кварц, сфалерит, галенит, пирит, карбонаты, халькопирит и более редкие—пирротин и хлорит; подчиненное положение занимают арсенопирит, серицит и барит. Редко встречаются самородный мышьяк, кали-натровый полевой шпат и молибденит.

Пояс полиметаллов в отдельных его участках изучен с неодинаковой степенью детальности; слабо исследованы восточная и западная его части. Серьезных поисковых работ заслуживают некоторые районы Дагестана, Фиагдонский, Армхи, Таторс и западной части Кавказа.

На северо-западном Кавказе подобные свинцово-цинковые рудопроявления, приуроченные к геоантиклинальным поднятиям батского возраста, некоторые исследователи считают верхнеюрскими.

На южном склоне Главного хребта, в пределах Грузии, Г. А. Твалчрелидзе (1961) выделяет, по аналогии с Северным Кавказом, полиметаллический пояс южного склона, прослеживающийся от р. Мзымта на западе до р. Лиахви на востоке. Эта сравнительно обширная полоса (300 х 5—40 *км*) соответствует Сухуми-Джавской зоне. В геологическом отношении эта территория отличается от северной части геосинклинали южного склона консолидацией в течение батской фазы.

От полиметаллических и баритовых месторождений данной области обособлены свинцово-цинковые рудопроявления Дзыршинской группы в в известняках титона-неокома.

Кроме вышеохарактеризованного полиметаллического пояса, в центральной части Северного Кавказа отчетливо выделяется еще пояс редкометалльно-мышьякового оруденения. Раньше эти оба пояса считали генетически родственными и одновозрастными, рассматривая пояс полиметаллов в качестве периферической зоны пояса редких металлов.

Г. М. Ефремов (1954) доказывает, что эти пояса являются разновозрастными; редкометалльно-мышьяковый пояс, расположенный вблизи водораздельного гребня Главного хребта, связан с породами вплоть до нижнемелового возраста включительно.

Оруденение полиметаллического же пояса резко отличается, по наблюдениям Г. М. Ефремова, по своим структурно-минеральным особенностям от оруденения сходного состава редкометалльно-мышьякового пояса. Обусловлено это тем, что формирование рудных жил второго пояса (более позднего) происходило уже после окончания складчатости (по автору верхнеюрского времени) в «консолидированной среде», а рудоотложение в поясе полиметаллов протекало одновременно с предкелловейской (по Г. М. Ефремову) складчатостью, т. е. является

синхронным. Все это нашло отражение в текстурах рудных жил и характере систем рудовмещающих трещин.

Далее Г. М. Ефремов подчеркивает, что пояс полиметаллов находится за пределами зоны редкометалльно-мышьякового пояса, нередко на расстоянии 30 *км* (район Черека) от него. По внешним же контурам пояса редких металлов располагается сурьмяно-ртутное и мышьяковое оруденение.

Местами, вследствие различного простирания структурных зон поясов, происходит их сближение (на востоке) и расхождение (на западе). В бассейне р. Терек резко сближается (по Г. А. Твалчрелидзе; 1961) медно-пирротиновый пояс; восточнее, в Дагестане пояс полиметаллов расположен уже южнее редкометалльного оруденения. Обратная картина наблюдается западнее р. Ардон, где в соответствии с удалением друг от друга зон складчатости расстояние между поясами оруденения также растет.

Оруденение редкометалльно-мышьякового пояса многие исследователи правильно связывают с неоинтрузиями теплинского типа.

Пояс этого оруденение протягивается от верховья р. Пшехи на западе до района Дагестана на востоке. Оруденение в его пределах представлено высокотемпературными месторождениями мышьяка, молибдена, вольфрамита и висмута, среднетемпературными рудными проявлениями полиметаллического состава и эпитермальными месторождениями сурьмы, ртути и мышьяка.

Рудные месторождения характеризуются чертами, свидетельствующими о гипабиссальных условиях процесса рудоотложения. Температурный интервал образования многих месторождений является весьма широким с выделением в ранний период турмалина, молибденита, вольфрамита и арсенопирита и в конце процесса рудоотложения—сурьмяного блеска и реальгара.

Рудные жилы имеют полосчатую текстуру; интраминерализационные подвижки в плоскости жил происходили исключительно редко, почему брекчиевые текстуры и структуры руд практически отсутствуют. Вместе с тем гребенчатые текстуры отдельных полос, наличие пустот, заполненных прекрасными кристаллами, и вообще отчетливо кристаллическая структура агрегатов свидетельствуют об отложении минералов в открытых полостях. Отмечается при этом, что в процессе рудоотложения происходило неоднократное приоткрытие трещины (т. е. отсутствовали усилия сжатия).

В пределах пояса высокотемпературное оруденение распределено неравномерно, пятнами, обычно внутри и около небольших интрузивных массивов.

В распределении оруденения внутри пояса замечается довольно ясно выраженная зональность, с неотчетливо ограниченными зонами, что находится в соответствии с гипабиссальным характером оруденения. В центре пояса располагается высокотемпературное оруденение, по северной и южной периферии его—эпитермальное оруденение киновари, антимонита и реальгара. Полиметаллическое оруденение концентрируется частично в пределах распространения высокотемпературного оруденения, главным же образом, на некотором расстоянии от него. В западной части пояса пока обнаружено только полиметаллическое оруденение.

Направление простирания редкометалльно-мышьякового пояса точно соответствует простиранию и изгибам приосевой части позднеальпийского антиклинория, почему главным фактором рудного контроля для пояса в целом является третичная складчатая структура. Возмож-

но, что положение отдельных узлов оруденения контролируется крупными дизъюнктивными продольными нарушениями.

Прослеживая цепь узких неоинтрузий, замечаем, что они располагаются под углом к надвигу Главного хребта; приближаются к нему и даже переходят на его южное крыло на западе и удаляются от него на востоке. Узлы Теплинский, Сангутидонский и Танадонский находятся севернее надвига (около 15 *км*), а массивы Цана и другие южного склона—располагаются вблизи упомянутого надвига.

Подавляющее количество рудных тел пояса имеет трещинно-жильный характер и сравнительно небольшие размеры. Промышленными являются лишь Цанское арсенопиритовое и Лухумское реальгаровое месторождения.

Второй тип оруденения представлен вкрапленными рудами в измененных дацитах, типичным представителем которого является молибденовое месторождение Короби.

Очень интересным в смысле перспектив является оруденение в трубке взрыва Сангутидонского месторождения. В ее брекчиях встречается бедная рассеянная вкрапленность арсенопирита (преобладает), молибденита, халькопирита и висмутового блеска.

Полиметаллическое оруденение пояса имеет преимущественно жильный характер; представлено сравнительно мелкими жилами с кварцем, пирротином, пиритом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом. Оно приурочено к внутренней части пояса, характеризуется наличием высокотемпературных минералов в начальном периоде рудоотложения и низкотемпературных— в его конце. Характерным примером подобного рода полиметаллического оруденения могут служить некоторые жилы верховьев р. Чвешуры.

Эпитермальные месторождения ртути имеют преимущественно однообразный состав. Сурьмяное же и реальгаровое оруденение, также как и полиметаллическое, часто характеризуется широким температурным интервалом рудоотложения, с вольфрамом и арсенопиритом в начале процесса рудоотложения и джемсонитом в конце его.

Оруденение редкометалльно-мышьякового пояса в пределах северного склона Кавказа как в отношении его промышленной характеристики, так и в отношении минералогии и генезиса изучено довольно хорошо. Промышленный интерес представляет мышьяковое оруденение Сангутидонского и Танадонского рудных узлов; промышленных месторождений молибдена, вольфрама, висмута, сурьмы и ртути здесь пока не обнаружено.

Золотоносность рудных жил непромышленная. Заслуживают изучения оруденение в трубке взрыва Бурстаранды и поиски ему подобных, так как этот тип может оказаться весьма важным в промышленном отношении.

Слабо изученным является полиметаллическое оруденение; в отношении последнего особого внимания заслуживает северо-западная часть Большого Кавказа, где рудовмещающими полостями могут служить многочисленные надвиги и сбросы различного возраста, начиная с предтоарских и предкелловейских и кончая позднеальпийским.

Особняком располагается группа лакколитов Пятигорья; по составу это трахилипариты с санидином и аномальным плагиоклазом. Местами в контакте с карбонатными породами верхнего мела констатируются зоны скарнов; имеются небольшие рудопроявления датолита. Местами обнаружены незначительные проявления сульфидного оруденения, не имеющие, видимо, промышленного значения.

В прямой или косвенной связи с этими интрузиями находятся и

минеральные источники этого района (горячие и холодные, разнообразные по солевому составу).

На территории Малого Кавказа гранитоидные интрузии раннемиоценового возраста констатированы лишь в южных его областях, в Нахичеванской структурно-фациальной зоне и приграничных с ней некоторых районах Армянской зоны. Таким образом, можо констатировать, что интрузивный магматизм на Малом Кавказе в третичное время перемещался (отодвигался) в южном направлении.

Для интрузивного магматизма нижнемиоценового времени характерно наличие полифазных гранитоидных интрузий: для первой фазы с обильными признаками ассимиляции и гибридизма (среднекислых и основных) и более кислых и более щелочных гранитоидов для второй фазы (Мегри-Ордубадский батолит, Далидаг).

Краевые фации их, а также малые интрузии этого возраста представлены разностями габброидного, гранитоидного и диорит-порфиритового, андезит-дацитового и диорит-порфиритового состава (Нахичеванская АССР, Сисианский район Армянской ССР).

Среди контактово-метасоматических образований различаются:

1—диффузионно-метасоматический тип скарнов;

2—инфильтрационный с подразделением на контактово-инфильтрационный тип и автореакционный.

Выделяются эндо- и экзоскарны.

Весь процесс контактового метасоматоза на территории Азербайджана И. Н. Ситковский (1966) подразделяет, в соответствии с данными П. П. Пилипенко и др. исследователей, на 6 этапов:

1—фаза кремневого метасоматоза—более ранняя с образованием пироксенов, обыкновенных и щелочных амфиболов;

2—фаза алюмо-кремневого метасоматоза с образованием гранитов, везувиана и эпидота;

3—фаза галоидов с образованием скаполита;

4—фаза железного замещения с образованием вначале закисных соединений железа (FeO), а потом окисных (Fe_2O_3);

5—фаза газо-водных замещений с образованием биотита, амфиболов, иногда топаза;

6—фаза сульфидных замещений.

Не всюду, конечно, процесс этот протекает согласно указанной схеме, так как он зависит от физико-химических условий в разных регионах, что в свою очередь обусловлено структурной обстановкой.

В приконтактовых областях интрузий, в особенности гранитоидных, приобретают развитие скарны, роговики и разных типов вторичные кварциты пневмато-гидатогенного и собственно гидротермального происхождения.

Среди роговиков в основном известны следующие типы:
1—роговообманково-лепидомелановые; 2—хлорит-эпидот-плагиоклазовые; 3—гранат-плагиоклаз-пироксеновые; 4—кварц-пироксен-плагиоклазовые; 5—хлорит-кальцит-гематитовые; 6—пироксен-эпидотовые; 7—плагиоклаз-хлорит-эпидотовые; 8—биотитовые; 9—силлиманитовые и др.

Среди вторичных кварцитов отмечены следующие основные разновидности: 1—кварц-андалузит-рутиловые; 2—кварц-хлорит-каолинитовые; 3—сливные кварциты; 4—каолинит-лимонит-кальцит-пиритовые; 5—кварц-серицит-плагиоклаз-каолинитовые, иногда с пирофиллитом; 6—кварц-серицит-дацит-каолинитовые; 7—кварц-эпидот-хлорит-каолинитовые и др.

Среди них особого внимания заслуживают кварц-андалузит, силлиманит и мусковит-рутиловые кварциты на г. Капутджих.

Месторождения медно-молибденовых руд раннемиоценового воз-

раста встречены в трех рудных районах: Даралагезском, Далидагском и Зангезурском; промышленное значение имеют руды лишь Зангезурского района, генетически связанные с Мегринским (Мегри-Ордубадским) батолитом.

Мегринский (Зангезурский) плутон, являющийся одним из крупнейших в Закавказье, образовался в результате не менее двух интрузивных фаз. В первую фазу образовались породы сиенитового ряда (в основном монцониты и частично габбро), во вторую—гранодиоритового (порфировидные гранитоиды, банатиты, а в краевой фации—габбро-диориты). К западу от него располагается Нахичеванская группа лакколитов того же раннемиоценового возраста.

С указанным плутоном генетически связаны следующие месторождения и проявления:

1—Каджаранское месторождение медно-молибденовых руд (на севере плутона);

2—Агаракское месторождение медно-молибденовых руд (на юге плутона);

3—Парагачайская группа молибденовых месторождений с галеновисмутином, селенидами и теллуридами золота; расположена на западной периферии плутона;

4—Молибденово-медные (Алчалых, Урумыс, Гёк-Гюндур, Фяхлидара, Килит и др.);

5. Собственно медные (Шакар-дара);

6. Вольфрамовые (гюбнерит и шеелит Килита и Шелядзор);

7. Кетамское месторождение кобальтоносного пирита;

8. Парагачайское месторождение андалузита с рутилом и касситеритом;

9. Нус-нус; серный колчедан и бравант (Fe, Ni)S_2.

С мелкими интрузиями в западной части зоны связаны следующие рудопроявления:

1. Полиметаллические (Агдара, Кзануц, Коурма-дара, Башкенд, Тива, Парадаш, Гюмюшлюг и др.), с золотом и серебром, признаками кадмия;

2. Башкенд-Ортакенд (в Нахичеванской АССР); полиметаллическое месторождение с реальгаром и антимонитом;

3. Баш-юртское месторождение железных руд в скарнах (магнетит, железный блеск);

4. Проявления киновари в шлихах рр. Нахичеван-чай и Алинджачай;

5. Реальгар—аурипигментовые руды с примесью антимонита (Дарры-даг);

6. Беченагское месторождение марганцевых руд гидротермального типа, в андезитах.

Каджаранское месторождение находится на северо-западном конце вышеохарактеризованного Дебаклинского разлома; приурочено к монцонитам. Представляет рассеянное оруденение тонкопрожилкового штокверкового типа с отдельными более или менее мощными (до 2 *м*) рудоносными кварцевыми жилами.

Типично вкрапленное оруденение меди и молибдена встречается относительно редко.

Агаракское месторождение в общем того же типа и находится на том же разломе в 30 *км* к юго-востоку от Каджарана. Между ними известен еще целый ряд мелких рудных проявлений, некоторые из которых подвергались лишь предварительной разведке (Джиндара, Мюльк, Ала-Гюней). Территориальная приуроченность этих проявлений к указанному разлому (его висячему боку) дает основание считать этот раз-

лом контролирующей структурной единицей. Далее к югу разлом этот продолжается, видимо, в пределы Ирана (горы Карадаг), где, по литературным данным, известен целый ряд крупных рудных проявлений, приуроченный к продолжению Мегринского батолита.

С более основными дифференциатами Мегринского плутона связаны небольшие концентрации магнетит-апатитовых (г. Калакар) и титано-магнетитовых (Калакар-Апкес) руд, возникших в магматическую стадию.

К северу от Каджарана располагается изолированный Кигичайский гранодиоритовый массив, с которым также связан целый ряд рудных проявлений, разведанных пока слабо. Далее же к северу, уже в бассейне р. Воротан, в Сисианском районе, известен целый ряд крупных интрузий (кислых и средних). В районе сел. Дастакерт с ними связано известное молибденовое месторождение со своеобразным брекчиевидным типом медно-молибденовых руд. В этом же районе констатировано несколько меднорудных и др. проявлений и одно мышьяковое (Салвартинское); последнее было подвергнуто незначительной разведке, еще не выявившей сущность месторождения.

Некоторые исследователи считали Кафанское месторождение медных руд и Каджаранское медно-молибденовое—одновозрастными, что является ошибочным. Они находятся в разных тектонических зонах (к тому же Нахичеванская приподнята), разных геологических условиях (вулканогенные породы и гранитоиды), обладают различным типом оруденения и величиной эрозионного среза.

Следующим по перспективности рудным районом Армянской ССР является Даралагязский, обнимающий в основном бассейн среднего и верхнего течений р. Арпа (Восточный Арпа-чай). Район сложен интенсивно дислоцированными отложениями палеозоя и триаса (известняки), верхнего мела (известняки), эоцена и олигоцена (вулканогенные толщи), прорванными гранодиоритами постолигоценового возраста. С последними связаны многочисленные мелкие проявления медных и полиметаллических руд.

Особый интерес представляет Азатекское жильное месторождение свинцово-сурьмяных руд, отличающееся весьма своеобразным вещественным составом руд с преобладанием сульфоантимонитов свинца, образующих самостоятельные жилы (0,4—1,5 *м*) и прожилки (Э. А. Сагателян, 1961).

Характерной особенностью руд месторождения является их принадлежность к двум различным семействам: полиметаллическому и сурьмяно-ртутному, что обусловлено своеобразием месторождения, представляющего собою переходный тип от мезотермальных полиметаллических к эпитермальным сурьмяно-ртутным. Промышленная концентрация сурьмы представлена в виде антимонита, буланжерита, менегинита, цинкеита, буронита (Азатек, Софи-бина).

К северо-востоку от Еревана, в районе сел. Капутан, олигоценовый вулканогенной толще подчинено небольшое месторождение магнетит-апатитовых руд, генетически, видимо, связанное с невскрытой эрозией интрузией габбро-диоритов и габбро (судя по их шлирам в вулканогенной толще).

Разведочные работы еще не выявили в достаточной степени их промышленное значение.

Для Далидагского гранитоидного плутона,прорывающего вулканогенную толщу олигоцена, отмечены многочисленные проявления молибденовых, полиметаллических и других руд, полностью еще не разведанных.

В заключение следует остановиться на сравнительной характеристике вышеуказанных двух наиболее развитых и изученных металлогенических эпох Кавказа—позднеэоценовой и раннемиоценовой и на этом конкретном материале проанализировать, насколько применима к ним теория Ю. А. Билибина (1955).

Остановимся на соотношении Нахичеванской структурно-фациальной зоны с северо-западной частью Армянской зоны, где развиты позднеэоценовые интрузии, несущие, однако, сходный тип оруденения.

История геологического развития указанных двух зон в палеогеновое время представляется в следующем виде.

Эоцен. Центральная часть Большого Кавказа в эоценовое время уже представляла поднятие; к северу от него простирался открытый морской бассейн, в котором отлагались глинисто-мергельные осадки весьма характерной так называемой фораминиферовой фации. Проявлений вулканизма здесь не констатировано.

На южном склоне Б. Кавказа открытого бассейна не было; здесь же наметился ряд интрагеосинклиналей, ширина которых прогрессивно уменьшалась к югу. Характер отложений менялся, характерная фораминиферовая фация отодвигалась в общем к востоку-юго-востоку. Здесь же констатируются проявления вулканизма, масштаб которого увеличивался в южном направлении, где «внутри» горного сооружения Малого Кавказа преобладают уже осадочно-вулканогенные образования.

Верхнеэоценовая (пиренейская) орогеническая фаза на Большом Кавказе проявилась лишь на южном его склоне; на Малом Кавказе она имеет региональный характер, с ней здесь связано много гранитоидных и основных (а также ультраосновных) интрузий. Наибольшее количество их приурочено здесь к осям бывших интрагеосинклиналей. Таким образом, интрузивный вулканизм эоценового времени мигрировал, как и эффузивный, в южном направлении.

Олигоцен. По периферии Большого Кавказа происходит накопление мощных песчаниково-глинистых образований майкопской серии; в центральной эродированной поднятой части Большого Кавказа в это время накапливается мощная наземная вулканогенная толща, местами спускающаяся к предгорьям (Нальчикский район), где фациально смыкается с майкопскими глинами.

Совершенно подобная же картина наблюдается на Малом Кавказе: по его периферии развиты отложения майкопской серии, а в центральной—поднятой (после позднеэоценовой орогенической фазы) части—мощная (до 3 *км*) субаэральная вулканогенная толща, фациально смыкающаяся с указанными морскими и лагунными отложениями.

Раннемиоценовая (верхнемайкопская, новоштирийская ?) орогеническая фаза проявилась в региональном масштабе как на Большом, так и на Малом Кавказе. На Большом Кавказе с ней связано внедрение большинства «неоинтрузий», а на Малом Кавказе—гранитоидных интрузий южной его части.

На Большом Кавказе раннемиоценовый возраст интрузий доказывается тем, что некоторые из них рвут вулканогенную толщу центральной его части, а другие приурочены к разломам послеэоценового времени. На Малом Кавказе нижнемиоценовый возраст интрузий устанавливается прямым геологическим путем. Здесь также констатируем, что интрузивный раннемиоценовый магматизм мигрировал по отношению к верхнеэоценовому в южном направлении.

Проанализируем теперь процессы рудообразования, связанные с двумя вышеуказанными разновозрастными, но сходными комплексами интрузивных пород. Такая параллель впервые сделана на примере

Памбака В. Н. Котляром (1958); наши исследования вполне подтверждают выводы упомянутого автора.

В северной и северо-восточной частях Армянской тектонической зоны в отрезке времени верхнего эоцена было образовано, во-первых, магматическое оруденение гипербазитов (дунитов), затем послемагматическое, преимущественно гидротермальное и довольно значительное и разнообразное оруденение в связи с кварцевыми диоритами и гранитами и, наконец, магматическое (глинозем), пегматитовое и пневматолито-гидротермальное оруденение в определенной связи со щелочными магмами.

Пространственная связь оруденения с интрузивами была то близкая, то более отдаленная; источником растворов была не магма обнажающихся массивов, а глубинные части магматических очагов.

Послемагматическая минерализация развивалась периодически, но качественно была различной на разных этапах. С каждой группой интрузивов связано отличное по геохимическим ассоциациям, но одновозрастное оруденение: 1—с гипербазитами—хромитовое, 2—с кварцевыми диоритами и монцонитами—пиритовое, железное, золотое и полиметаллическое (FeS_2, Fe, Au, Pb, Zn); 3— с гранитами и гранит-порфирами—молибденовое, медное и золотое; 4—с щелочными интрузиями—глинозем, редкометалльное оруденение, редкие земли.

Каждый рудный процесс протекал в различных геолого-структурных условиях (стадиях развития). Рудообразование в связи с различными магматическими комплексами было обусловлено различными в физико-химическом отношении процессами, почему роль структурного фактора, соответственно при формировании оруденения различного типа, совершенно различна как в качественном, так и в количественном (в смысле интенсивности) отношениях. Отсюда и различия в проявлении метаморфизма (в частности, гидротермального).

Рассматривая металлогению Памбака с точки зрения металлогенического анализа Ю. А. Билибина, можно отметить, что как магматические, так и рудные комплексы не обнаруживают четких признаков для отнесения их к тому или иному этапу геосинклинального развития. Отнесение их к ранним этапам возможно лишь в том случае, если геосинклинальное развитие М. Кавказа рассматривать не с юры, а с эоцена или, по крайней мере, с верхнего мела.

Однако, как правильно указывает В. Н. Котляр (1958), в этом случае весь цикл развития или же весь комплекс верхнего эоцена следует относить к ранним этапам, имея в виду полное отсутствие среднего и позднего этапов. Далее, комплекс, подобный позднеэоценовому ряду интрузивов Памбака, представлен и в позднем олигоцене, раннем миоцене Зангезура (Мегринский район). По-видимому, надо говорить не о синхронном, а об асинхронном геотектоническом и металлогеническом развитии двух геотектонических зон—Памбако-Севанской и Нахичеванской. Оказывается, что в одной области проявления альпийской складчатости две указанные тектонические зоны несут не только общие, но и вместе с тем резко различные особенности в металлогеническом отношении. При этом выделение этапов геотектонического развития таких зон является чрезвычайно затруднительным.

Таким образом, методика металлогенического анализа Ю. А. Билибина при всей ее привлекательности, несомненно, требует дальнейшего совершенствования.

Металлогенические эпохи, связанные с экзогенными процессами. В заключение описания металлогенических эпох Кавказа считаем не лишним привести краткую характеристику его экзогенных рудных образований, поскольку они являются нередко кос-

венным указателем для поисков соответствующих коренных эндогенных месторождений.

Образование рудных скоплений происходило на Кавказе неоднократно также в периоды осадконакопления и в моменты перерыва.

1. Докембрий. Среди метаморфических сланцев Мисханского хребта встречаются небольшие проявления магнетитовых руд (линзы, гнезда, жилообразные тела), относящиеся, видимо, к метаморфогенным образованиям. Этот тип оруденения изучен пока слабо и заслуживает большего внимания, как генетически весьма перспективный.

Попытки относить к осадочному типу контактово-метасоматические и колчеданные месторождения Армении и Малого Кавказа в целом, также как и свинцово-цинковые метасоматические месторождения, залегающие в известняках (Гюмушлуг, Мосес), никак не обоснованы фактическим материалом и могут только дезориентировать поисково-разведочные работы.

2. Палеозой. На Большом Кавказе констатировано наличие золота почти повсеместно в красноцветной толще нижней перми по долине р. Большой Лабы.

3. Мезозой. Рудонакопление начинается трансгрессией юрского моря. В западной части Большого Кавказа к основанию лейасовых отложений приурочен горизонт железных оолитовых и конгломератовидных руд (Бамбак, Уруштен, Белая и др.).

Климатические условия, предшествовавшие верхнелейасовой трансгрессии, видимо, были благоприятны для латеритного выветривания. На это указывает наличие латеритовых образований в рудных горизонтах Малкинского месторождения (Fe, Cr, Ni). Рудная толща представляет древнюю кору выветривания змеевиков, местами неоднократно переотложенную, прикрытую отложениями верхнего лейаса.

Химический состав руд, состав и строение подстилающих рудный горизонт измененных змеевиков показывает, что миграция элементов при выветривании была характерной для латеритового профиля.

Желательна постановка поисков остатков древней коры выветривания в основании верхнего лейаса, трансгрессивное залегание которого наблюдается во многих районах Северного Кавказа, на различных по составу породах.

Период от начала верхнего тоара до конца доггера характеризуется на Большом Кавказе накоплением мощной толщи песчаноглинистых осадков с образованием в отдельных случаях конкреций глинистых сидеритов, особенно обильных в верхних горизонтах толщи.

Пачки слоев, обогащенных конкрециями, достигают нередко значительной мощности (Дагестан, другие районы Северного Кавказа); опробование показало низкое качество руд, однако проведенных исследований нельзя считать достаточным для окончательной оценки рудных горизонтов в лейасе и доггере.

Подобные же образования известны в отложениях мелового и третичного времени.

На территории Малого Кавказа экзогенное оруденение представлено очень слабо. В Армении достоверно относятся к типу ископаемых россыпей (среднеюрского (?) возраста) магнетит-ильменитовые (с примесью ванадия) песчаники Агарцинского месторождения. Подобные же песчаники констатированы среди среднеюрских осадочно-вулканогенных отложений Дашкесанского района.

Вероятна роль осадочных процессов в образовании пластообразных тел марганцевых руд многих мелких месторождений северного склона Малого Кавказа (Молла-джала, Саригюх, Белый Ключ и др.).

Но источником марганца и здесь были растворы, связанные с верхнемеловым вулканизмом.

4. Кайнозой. В северо-западной части Большого Кавказа к среднему майкопу приурочено Хамкетинское (Лабинское) месторождение марганца. Качество руды низкое, но предварительные разведочные работы показали, что окисленные руды марганца вниз по падению пластов переходят в различные модификации карбонатных марганцевых руд. Эти данные меняют представление о типе и характере залегания руд и дают полное основание для постановки в указанном районе более детальных разведочных работ.

К отложениям олигоцена Западной Грузии приурочено крупнейшее в мире Чиатурское месторождение высококачественной марганцевой руды. Оно принадлежит к числу классических осадочных месторождений; рудоносные пласты приурочены к самому основанию олигоценовой толщи, представленной здесь глинисто-песчанистыми отложениями с прослоями спонголитов.

Продуктивный горизонт представляет собою серию рудных пропластков (до 15), переслаивающихся с кремнистыми песчаниками; суммарная промышленная мощность рудоносного горизонта составляет 2—3 *м*, местами доходя до 4—5 *м*. Наиболее мощные и богатые залежи имеются в юго-западной и центральной частях месторождения; в восточном и северо-восточном направлениях происходит постепенное уменьшение продуктивной мощности и далее они становятся непромышленными. В указанном же направлении богатые окисные руды также постепенно сменяются более бедными карбонатными рудами.

Кроме Чиатурского участка, подобные месторождения известны еще в ряде пунктов Западной Грузии, будучи рассеянными на громадной площади. Большинство из них изучено еще весьма слабо; необходимы детальные геолого-разведочные и поисковые работы на всей площади распространения указанной спонголитовой фации олигоцена. Далее, следует продолжить исследования по вопросу обогащения карбонатных руд, ныне не эксплуатирующихся, но запасы которых являются значительными.

В киммерийских слоях Таманского полуострова происходило накопление железных руд, по составу и генезису близких к керченским. Рудный горизонт протягивается на юго-восток в район станицы Крымской. Качество руд невысокое, на глубине они переходят в шамуазитовые.

Территория Северного Кавказа, а также Малого Кавказа (Армения в частности) неоднократно была ареной длительной и интенсивной денудационной деятельности, что создавало условия, благоприятные для накопления полезных ископаемых, связанных с образованием коры выветривания. В связи с этим необходима постановка детальных поисковых работ на бокситы, приурочивая их к зонам стратиграфических перерывов, а среди них в первую очередь к внутрипермскому, дотриасовому, долейасовому, предтоарскому (?), предкимериджскому, верхнеэоценовому, предмиоценовому и предмэотическому перерывам.

5. Постплиоцен. В четвертичных и современных отложениях, преимущественно в террасовых накоплениях центральной и западной частей Большого Кавказа и некоторых районов северного склона Малого Кавказа известны золотоносные россыпи.

Промышленная золотоносность россыпей начинается в бассейне р. Малки на востоке и отсюда констатируется до бассейна р. Белой на западе. Наибольшей золотоносностью характеризуются ручьи, пропиливающие толщу метаморфических сланцев нижнего палеозоя и отложения нижней перми.

На Малом Кавказе золотоносные россыпи разрабатывались в бассейнах рек Агстев и Машавери.

Источники золотоносности весьма разнообразны; на Большом Кавказе главными являются гидротермальные образования всех металлогенических эпох, особенно более низкотемпературные образования, связанные с гнейсовидными гранитами. По указанию Н. И. Цибовского золотоносными являются также порфириты карачаевской свиты (C_1^3) по р. Чучкур и юрские туфогены и эффузивы верховьев рр. Подкумок, Индыш и Эшкакон. На Малом Кавказе источниками золотоносности являлись главным образом третичные рудообразования.

Мощные накопления магнетито-авгитовых песков в волноприбойной зоне вдоль Ленкоранского побережья Каспийского моря обусловлены разрушением авгитовых туфов эоцена и габброидов и сносом материала речной сетью горного Талыша.

Скопления подобных песков констатированы также вдоль побережья Черного моря между Батумом и Поти.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ (РУДНЫЕ ПОЯСА, РАЙОНЫ)

При характеристике металлогенических эпох указывалось географическое положение разновозрастных интрузий и связанных с ними рудных месторождений. При нанесении последних на карту отчетливо видно, что они группируются в соответствующие пояса, занимающие определенное положение в тектонических зонах, будучи приуроченными к определенным структурам внутри зон (рис. 2 и 44).

На основании всего вышеизложенного фактического материала на Большом Кавказе в соответствии с его тектонической зональностью отчетливо выделяются семь рудных зон: 1—Центральное поднятие Главного хребта, 2—восточная часть Центрального поднятия, 3—западная часть Центрального поднятия, 4—глыбово-складчатая зона Передового хребта, 5—западная часть южного склона Главного хребта, 6—восточная часть южного склона Главного хребта и 7—центральная часть южного склона Главного хребта (рис. 2 и 44).

Особо выделяется в зоне Предкавказья район Кавказских Минеральных Вод. В его пределах известно около 20 лакколитов гипабиссальных трахилипаритов, залегающих среди мезо-кайнозойских осадочных пород. С лакколитами связано бедное вкрапленное свинцово-цинковое оруденение, местами встречаются жилы сплошных колломорфных пирит-марказитовых руд.

1. Центральное поднятие Главного хребта сложено кристаллическими сланцами верхнего протерозоя и нижнего палеозоя и гранитами Главного хребта (раннекарбоновыми). С последними связаны месторождения, подразделяющиеся на три генетические группы: пегматитовые, пневматолитовые и пирометасоматические. В комплексе месторождений преобладает мышьяковая минерализация (см. выше).

В крайней восточной части зоны—в районе ее выклинивания находится Садонское полиметаллическое месторождение, приуроченное к тектоническому контакту палеозойских гранитоидов с юрскими сланцами следующей к югу восточной части зоны южного склона Главного хребта.

Буронское месторождение, расположенное в Садонском районе, относится, по данным И. С. Бакланова (1957), к палеозойскому возрасту, что разделяется и многими местными геологами. Оно залегает среди сланцев, а не вулканогенных отложений, в связи с чем не может

быть отнесено к колчеданному типу. Кроме того, оно приурочено к поясу юрского (?) медно-пирротинового оруденения.

В западной части зоны наблюдается постепенный переход от редкометалльного оруденения пегматитового типа к мышьяково-редкометалльному; проявления этой рудной формации приурочены главным образом к западной части Главного хребта, также сложенной в основном древними метаморфическими и кристаллическими породами.

Ф. С. Сердюков (1960) указывает в верховье р. Белой, в Верхнебелореченском рудном поле (около 10 *км*^{2}), многоэтажную минерализацию, сходную с садонской. Рудовмещающие структуры представляют антиклинали, осложненные разломами, трещинами скалывания и отрыва. Вмещающими породами являются метаморфические сланцы нижнего палеозоя, интрудированные «серыми» гранитами. По автору, оруденение связано с юрской интрузией, не вскрытой эрозией.

2. Восточная часть Центрального поднятия Главного хребта сложена глинисто-песчаниковыми толщами лейаса-доггера, интрудированными многочисленными дайками и мелкими интрузиями средних и частично кислых пород. В западной части сланцы нижнего лейаса прорваны гранитоидами Дарьяла. В северной части зоны протягивается ртутный пояс Кавказа (восточная часть), а несколько южнее—параллельный ему меднопирротиновый пояс северного склона (восточная часть). По-видимому, здесь выражен еще ряд поясов (полиметаллический и редкометалльный), находящихся в аналогичных геолого-структурных условиях (приуроченных к зонам разломов).

3. Западная часть Центрального поднятия Главного хребта представляет антиклинорий, погружающийся к северо-западу, сложенный кристаллическими сланцами и гранитоидами, перекрытыми верхнепалеозойскими лейасовыми образованиями, интрудированными местами третичными гранитоидами. Здесь располагается вышеописанный обширный мышьяково-редкометалльный пояс Главного хребта (Г. А. Твалчрелидзе, 1961). В южной его части местами обосабливается короткий медно-пирротиновый пояс, не связанный с предыдущим.

С третичными гранитоидами генетически связаны арсено-пирит-молибденит-шеелитовые месторождения. Помимо мышьяка, среди молодых рудообразований существенное значение имеют сурьма и ртуть. Ртутное оруденение выражено, по-видимому, не в одном поясе, а в ряде поясов; локализовано в зонах разлома. Прослеживается далеко на запад—в зоне погружения западной части Главного хребта.

4. Глыбово-складчатая зона Передового хребта граничит по зоне разломов с юга с зоной Центрального поднятия и западной частью северного склона. Представляет наиболее насыщенную разновозрастными полезными ископаемыми зону Кавказа. Вдоль южного ее края протягивается мышьяково-редкометалльный пояс, за ним к северу следует хромитовый пояс (среднепалеозойский), далее полиметаллический и затем медноколчеданный пояс. В южном поясе находятся известные Тырныаузское и Худесское месторождения, а в крайнем северном поясе—Урупское месторождение.

5. В восточной части южного склона Главного хребта интенсивно дислоцированной песчаниково-глинистой толще лейаса—доггера подчинен медно-пирротиновый пояс южного склона с известным Белоканским и другими вновь открытыми месторождениями.

В западной оконечности зоны, в северной Сванетии, вдоль надвига Главного хребта протягиваются ртутный и мышьяково-редкометалльный пояса (короткие).

6. В западной части южного склона Главного хребта в Абхазии

выделяется ртутный пояс (вдоль южного края Главного надвига), затем медно-пирротиновый и полиметаллический пояса.

Новейшими исследованиями выявлено широкое распространение ртутной минерализации в пределах нескольких различно построенных тектонических зон Большого и Малого Кавказа. Распространение ртутного оруденения контролируется региональными разломами, но промышленная концентрация ртути зависит от ряда факторов, в частности, ими являются: 1—литологический состав включающих пород (благоприятная среда); 2—структурные особенности; 3—степень насыщенности рудоносных терм; 4—их температурный градиент; 5—возраст соответствующего магматического цикла и др.

Северо-Кавказское ртутное оруденение образует мономинеральную сурьмяно-ртутную (Сахалинское м-ние) и мышьяково-сурьмяно-ртутную формации. Известные здесь рудопроявления могут быть сведены в несколько разобщенных ртутных районов, протягивающихся от гор. Новороссийска до Дагестана; местами намечаются два рудных пояса—северный и южный. Возраст рудопроявлений, видимо, третичный; в Краснодарском крае были обнаружены рудопроявления среди нижнемеловых пород, контролируемых третичными разломами.

Перспективы Северного Кавказа для открытия новых месторождений ртути значительные; следует развивать детальные поиски вдоль рудоконтролирующих основных структур с применением геохимического профилирования, геохимического опробования, благоприятных по парагенезису формаций (кальцитов, баритов, колчеданов).

В пределах азербайджанской части Малого Кавказа рудопроявления ртути установлены в коренных породах в различных по возрасту отложениях, в том числе в наиболее молодых—эоценовых эффузивно-пирокластических образованиях (С. М. Сулейманов и Т. Н. Насибова, 1963). Они отмечены также в дайковых породах, пересекающих все геологические образования от средней юры до эоцена включительно. При общей зараженности обширных площадей киноварь создает четкие максимумы в зонах разрывных нарушений общекавказского простирания, в полосе которых породы подвергнуты гидротермальному метаморфизму. Более богатые рудные тела приурочены к участкам благоприятного сочетания структурно-литологических факторов. Рудовмещающими являются тектонические брекчии, лиственитты, кремнистые породы (фтаниты) и т. д. В брекчиях киноварь практически мономинеральна, редко ассоциируется реальгаром, сфалеритом; в лиственитах количество сопутствующих минералов увеличивается за счет хрома, никеля, кобальта, марганца, свинца, золота, вольфрама и др. (С. М. Сулейманов и Т. Н. Насибова, 1963).

7. В центральной части зоны южного склона Главного хребта (входит в Сухуми-Джавскую зону—по П. Д. Гамкрелидзе) констатируется барито-полиметаллическое и ртутное оруденения. Последнее находится в северо-восточной части зоны близ тектонической границы с восточной частью южного склона (см. рис. 44). Возраст баритового оруденения Западной Грузии все исследователи считают юрским; лишь Н. Ф. Шония (1959) остается на старом воззрении о третичном его возрасте. Всецело присоединяемся к этому выводу.

Вышеуказанное поясовое расположение рудопроявлений обусловлено приуроченностью их к региональным тектоническим нарушениям (нередко кулисообразно смещающимся), которые контролируют и малые интрузии.

Это положение, установленное еще А. Д. Ершовым (1940, 1941), предопределяет и элементы линейной зональности, наблюдающиеся, в частности, в районах Горной Рачи и Сванетии, где в зоне Главного над-

вина развиты высокотемпературные рудные комплексы—арсенопиритовые и редкометалльные, а к югу они последовательно сменяются антимонит-ферберитовыми, киноварными и реальгар-аурипигментовыми (Чичинадзе, 1945; Твалчрелидзе, 1961).

В пределах Дзирульского кристаллического массива широко распространены пегматитовые жилы, несущие редкометалльное оруденение.

Однако эта зона представляется мало перспективной на эндогенные месторождения. Возможно, что здесь существовали палеозойские рудообразования, уничтоженные в процессе длительного последующего преобразования этого срединного массива.

На Малом Кавказе отчетливо выделяются в соответствии с его тектонической зональностью четыре рудные зоны—Аджаро-Триалетская, Сомхетско-Ганджинская, Армянская и Нахичеванская.

1. В западной части Аджаро-Триалетской зоны наблюдается отчетливая генетическая связь рудопроявлений с интрузивными породами позднеэоценового времени. Последние сконцентрированы на отдельных участках в результате обнажения современной эрозией на различных уровнях одной и той же сложной интрузивной формации послескладчатой стадии формирования зоны.

Здесь констатированы серно-медноколчеданные и полиметаллические рудопроявления, промышленная ценность которых окончательно еще не выявлена. На месторождениях отчетливо устанавливается горизонтальная и вертикальная зональность по отношению к генетически связанным с ними интрузиям.

В восточной части зоны находится Дзамское скарново-магнетитовое месторождение, представляющее собой характерное контактово-метасоматическое рудообразование.

2. Сомхетско-Ганджинско-Карабахская зона является одной из крупных структурных единиц Малого Кавказа. Особенности геологического строения, тектоники, магматизма и металлогении обусловлены здесь неглубоким залеганием домезозойского кристаллического фундамента, выступающего на поверхность в ядрах некоторых антиклиналей.

Верхнепротерозойские и нижне(?) палеозойские отложения были консолидированы и интрудированы гранитоидами в герцинском цикле, после чего испытали повторное погружение в киммерийском и альпийском циклах, о значительном масштабе которого свидетельствуют большие мощности мезозойских отложений (эвгеосинклинального типа).

Металлогения зоны отличается сложностью, а выделяемые рудные комплексы—разнообразием, что обусловлено разными фазами магматической активности и зональностью, а не разновозрастными интрузиями, как полагают некоторые исследователи. Все оруденение зоны связано с послескладчатыми интрузиями позднеэоценового возраста.

Приурочены месторождения преимущественно к антиклинальным складкам различного масштаба, образуя рудные районы и узлы.

Выделяются рудные комплексы, находящиеся нередко во взаимосвязи,—полиметаллический, медноколчеданный, баритовый, гематитовый, марганцевый.

Среди них различаются гидротермальные месторождения четырех генетических типов: среднетемпературные, средненизкотемпературные, низкотемпературные и телетермальные (Привольное).

3. В северной части Армянской тектонической зоны, вдоль тектонической границы (поддвиг) с Сомхетско-Ганджинской зоной, протягивается гипербазитовый пояс. В его пределах развиты небольшие магматические месторождения хромитовых и титаномагнетитовых руд, содержащих никель, кобальт, ванадий; в дунитах встречается местами в рассеянном виде в форме мельчайшей вкрапленности платина, при от-

сутствии ее в хромитах. На указанные формирования, связанные с позднеэоценовыми ультраосновными породами, наложены малые интрузии гранитоидов, с которыми парагенетически связана золоторудная (с висмутом и теллуром), сурьмяная и ртутная минерализация.

Несколько южнее, параллельно указанному поясу, к полосе менее интенсивной складчатости, с позднеэоценовыми интрузиями среднего и кислого состава связано, главным образом, медное и медно-молибденовое оруденение, которое местами достигает промышленного значения. В соответствии с мелкими обособленными структурами здесь в еще большей мере, чем в Сомхетско-Ганджинской зоне, отмечаются прерывистость и неравномерность в распространении оруденения. Отдельные, сравнительно небольшие рудные скопления разобщены друг от друга весьма крупными безрудными участками. В этой зоне выделяются следующие рудные районы (с СЗ на ЮВ): Чибухли-Анкадзор-Агстевский, Анкаванский,, Ехегнадзорский и Сюникский (Б. С. Вартапетян, 1965). Из них важным в промышленном отношении является Сюникский (Кафанский) район. Последний приурочен к крайней юго-восточной части Армянской тектонической зоны в области ее погружения.

4. В южной части Нахичеванской зоны располагается крупнейший плутон Малого Кавказа—Мегринский. С раннемиоценовыми гранитоидами его связаны богатые месторождения медно-молибденовых руд вкрапленного типа (Агарак, Каджаран), которые можно уверенно параллелизовать с одновозрастным Тырныаузским месторождением на Северном Кавказе.

В северо-западной части зоны констатирован ряд одновозрастных полиметаллических рудопроявлений, промышленная ценность которых еще не выявлена.

Даррыдагское месторождение реальгара представляет интерес с точки зрения наличия здесь высокого содержания таллия, за счет установленного минерала врбаита; запасы исходного сырья значительные.

Пространственная связь оруденения с интрузивными породами на примере кавказских месторождений бесспорна. Однако для выявления роли магматического контроля в процессах оруденения необходимо также установить закономерности в размещени оруденения внутри рудных ореолов. Эти закономерности выражены горизонтальным и вертикальным изменениями состава оруденения в соответствии со степенью его удаленности от гранитоидного интрузива, глубинного эрозионного среза местности (и размыва интрузии).

Вопросы горизонтальной и вертикальной зональностей элементов оруденения на примере медных месторождений Малого Кавказа детально разобраны Б. С. Вартапетяном (1965). Указанный автор пришел к выводу о целесообразности выделения четырех зон, характеризующих горизонтальную минералогическую зональность в оруденении; каждая из них отличается своим преобладающим типом оруденения и соответствующей минералогической формацией руд. Эти данные сведены нами в табл. 14.

В качестве примера первой зоны может служить Мегринский район, второй—Чибухли-Анкадзор-Агстевский рудный район, третьей—Алаверди-Шамшадинский рудный район и четвертой зоны—Привольно-Марцский рудный район.

Б. С. Вартапетяном (1965) разобран на примере месторождений Малого Кавказа также вопрос об эрозионных срезах интрузива и соответствующих им формациях руд. Вопрос этот дебатировался в литературе неоднократно (В. Х. Эммонс, 1933; Ю. А. Билибин, 1951; В. И. Смирнов, 1957; В. Н. Козеренко и Х. М. Абдуллаев, С. С. Смирнов, 1937, и др.).

В природе, по-видимому, не существует шаблонных схем вертикального зонального размещения эндогенного оруденения в связи с глубиной эрозионного среза даже для двух внешне сходных рудных районов. Процессы внедрения интрузий и формирования вокруг них месторождений настолько разнообразны и сложны, что каждый раз протекают по схеме, не повторяющейся в других местах.

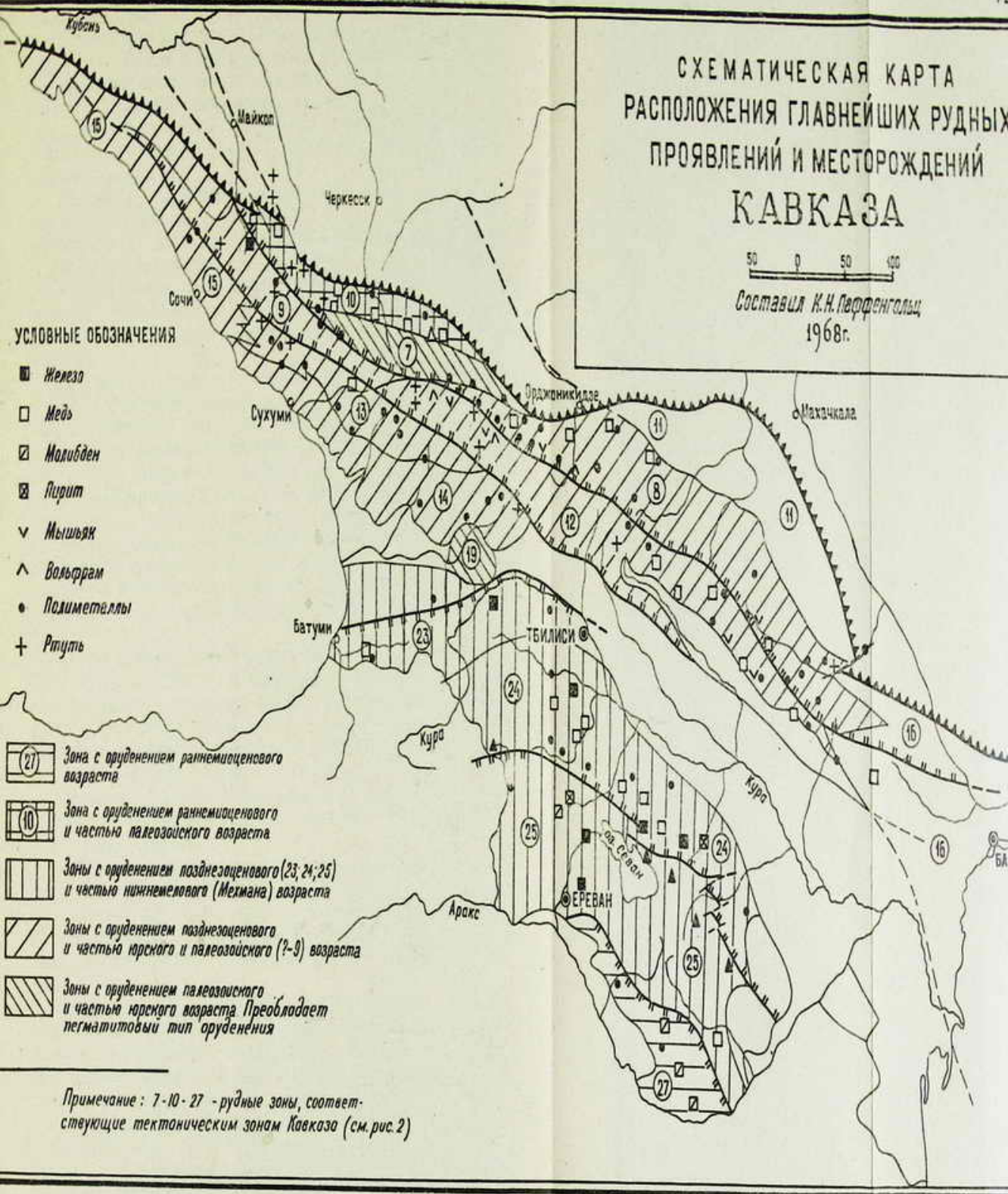
Общим для многих районов является лишь факт вертикального изменения оруденения в связи с различными глубинами эрозионного среза интрузива; этот факт является закономерным явлением. Абсолютные величины глубин эрозии для рассматриваемых срезов интрузива, взаимоотношение их может быть выражено лишь в относительных цифрах.

При определении продолжительности размыва раннемиоценовых интрузий Б. С. Вартапетян (1965) исходил из времени неоген-постплиоцен, равного, по данным абсолютной геохронологии, около 30 млн. лет. Однако при одинаковой продолжительности размыва пород после внедрения интрузии глубина размыва для разных участков, в зависимости от их геотектонического положения, естественно, различна.

Таблица 14

Горизонтальные минералогические зоны в оруденении	Преобладающий тип месторождения	Минералогические формации руд
Зона в интрузиве	Молибденовое и медно-молибденовое	Преобладает пирит-молибденит-халькопиритовая формация гидротермального происхождения. Подчиненное значение имеют гематит-пирит-молибденит-халькопиритовая формация контактово-метасоматического типа и пегматитовые жилы, несущие молибденит-халькопиритовое оруденение. В этой же зоне известна молибденовая формация без халькопирита
Приэкзоконтактовая зона	Железное, железо-медное, кварц-пирит-медное и в меньшей степени пирит-медное	Халькопирит-пирит-магнетит-гематитовая формация руд контактово-метасоматического типа, а также кварц-пиритовой и кварц-пирит-халькопиритовой формации гидротермального типа
Удаленная от интрузива зона	Медное, пирит-медное и ограниченное пиритовое и полиметаллическое	Пирит-халькопиритовая, в подчиненном количестве пиритовая и полиметаллическая—сфалерит-галенит-пирит-халькопиритовая формации руд гидротермального генезиса.
Далекая от интрузива зона	Полиметаллическое, ограниченно медно-пиритовое и медно-железное	Полиметаллическая—галенит-сфалерит-халькопиритовая, галенит-халькопирит-сфалеритовая или халькопирит-сфалерит-галенитовая и, наконец, галенит-сфалеритовая формация руд гидротермального типа.

Всего различаются четыре среза: верхний, средний, нижний и глубокий. Для верхнего эрозионного среза интрузива характерно широкое развитие полиметаллического (преимущественно свинцово-цинкового) оруденения, при подчиненном значении проявлений меди. Характер ору-


СХЕМАТИЧЕСКАЯ КАРТА
РАСПОЛОЖЕНИЯ ГЛАВНЕЙШИХ РУДНЫХ
ПРОЯВЛЕНИЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ
КАВКАЗА
50 0 50 100
Составил К.Н.Пеффенгольц
1968г.
УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ
Железо
Медь
Молибден
Пирит
Мышьяк
Вольфрам
Полиметаллы
Ртуть
Зона с оруденением раннемиоценового возраста
Зона с оруденением раннемиоценового и частью палеозойского возраста
Зоны с оруденением позднеэоценового (23;24;25) и частью нижнемелового (Мехмана) возраста
Зоны с оруденением позднеэоценового и частью юрского и палеозойского (?-9) возраста
Зоны с оруденением палеозойского и частью юрского возраста. Преобладает пегматитовый тип оруденения
Примечание: 7-10-27 - рудные зоны, соответствующие тектоническим зонам Кавказа (см. рис. 2)
Кубсиь
Майкоп
Черкесск
Сочи
Сухуми
Орджоникидзе
Махачкала
Батуми
Тбилиси
Кура
Ереван
Аракс
оз. Севан

денения, находящегося выше рассматриваемого «верхнего среза», ясно не выражен. Здесь чаще всего встречаются баритовые и кальцитовые жилы и, по-видимому, сурьмяное оруденение (примеры: Привольное—Марц, Ехегнадзор).

Средний срез отличается значительно большей глубиной эрозии, чем верхний. Выходы интрузивных пород по площади здесь во много раз превышают выходы их в верхнем срезе. Примером среднего среза являются Алаверди-Шамшадинский и Кафанский рудные районы; они тяготеют к крупным выходам интрузивов и характеризуются типичным медным и серноколчеданным оруденением при подчиненном значении полиметаллических руд.

Нижний срез соответствует значительной глубине эрозии, характеризуется крупными выходами интрузивных пород, занимающих громадные площади. Для нижнего эрозионного среза интрузива характерны обнажения пород палеозоя и широкое распространение медно-молибденового оруденения, при весьма подчиненном значеним собственно медных и полиметаллических руд. Примерами нижнего среза являются Мегринский район Армении и северный склон центральной части Большого Кавказа.

Глубокий срез соответствует наибольшей глубине эрозии местности и размыва гранитоидных интрузивов на всей территории Кавказа. Примерами его являются Анкаванский (Мисханский) рудный район Армении и область Центрального поднятия Главного хребта. Этот срез характеризуется, главным образом, бедным молибденовым оруденением.

Приведенный порядок зональности под влиянием структурных и литологических факторов может быть некоторым образом осложнен или замаскирован наложенными процессами оруденения. Однако все это не меняет принципиальной схемы зональности в пространственном размещении эндогенного оруденения, без учета которой не возможен правильный выбор направления геолого-поисковых и разведочных работ.

Касаясь проблемы глубины распределения эндогенного оруденения, Б. С. Вартапетян (1965) на материале медных месторождений Малого Кавказа приходит к следующим выводам. В соответствии с различными по глубине металлогеническими особенностями интрузива полиметаллическое оруденение с глубиной может перейти в медное (Гюмушхара, Газма), а медно-молибденовое в молибденовое.

Формации руд в вертикальном направлении связаны между собой то непосредственно в виде взаимных переходов, то отделены серноколчеданными горизонтами.

Так, например, медное оруденение Кафанского месторождения по простиранию и падению переходит в серный колчедан, т. е. включено в пиритовую оболочку. Такое строение, видимо, имеет Алавердское, Шамлугское и Ахтальское месторождения. Кедабекское меднорудное месторождение в Азербайджане на глубине полностью перешло в серный колчедан.

Однако еще не ясно, какова будет толщина пиритовой оболочки и существует ли под пиритовой зоной новая формация руд или вообще оруденение ограничивается только пиритом. Повсеместная зараженность медного оруденения молибденом дает основание предполагать на глубине под пиритовой зоной медно-молибденовое, а затем и молибденовое оруденение (Б. С. Вартапетян, 1965). Точно так же обстоит дело с полиметаллическим оруденением, которое на глубине, через пиритовую зону или непосредственно, может перейти в медное оруденение. Не известно лишь, являются ли эти глубины практически достижимыми?

СВЯЗЬ ОРУДЕНЕНИЯ С ТЕКТОНИКОЙ

Распределение оруденения на территории Кавказа подчинено определенным элементам его геологического строения—структурным, магматическим, литологическим, контролирующим его локализацию.

Изложенный в предыдущих главах фактический материал и его обобщение позволяют наметить основные черты металлогении Кавказа и те главные закономерности, которым подчинена локализация промышленных концентраций руд.

Все рудные месторождения Кавказа (в данном случае независимо от их возраста, состава и размеров) довольно отчетливо группируются в несколько рудоносных районов, неравноценных по своему промышленному значению.

Эти рудоносные районы совпадают с выделенными структурно-фациальными (тектоническими) зонами. История развития этих зон была различна, в связи с чем имеют место не только различия в составе интрузий и оруденения, но также в возрасте интрузивных комплексов и в фациях глубинности интрузий и месторождений.

На Большом Кавказе наиболее богатые месторождения меди, молибдена и полиметаллов приурочены к глыбово-складчатой тектонической зоне Передового хребта, характеризующейся своеобразным сочетанием участков интенсивной складчатости со спокойной. Крупные районы приурочены здесь к антиклинальным поднятиям, в которых обнажаются рудовмещающие структуры нижнего структурного этажа.

Кажущаяся рудоконтролирующая роль крупных антиклинальных складок проявляется, по данным Г. А. Твалчрелидзе (1961), и в случае приуроченности оруденения к отложениям нижнего структурного этажа. Примерами региональной зональности расположения месторождений такого рода служат, по упомянутому автору, западная и восточная части металлогенической зоны Главного хребта. В пределах первой обнажены древние кристаллические породы субстрата, вмещающие разновозрастные месторождения; восточная часть зоны сложена юрскими песчаниково-сланцевыми толщами, содержащими перспективные медно-пирротиновые рудопроявления.

Аналогичные случаи в меньшем масштабе, определяющие размещение рудных узлов, имеют место, по указанному автору, в Сухуми-Джавской металлогенической зоне (Кутаисская группа баритовых месторождений; рудный узел Тхмори-Ватетра, участок Хицма и др.), а также Дамблудском районе.

Приуроченность рудных тел к трещинам, развитым в сводах антиклинальных складок, устанавливается на многих месторождениях постскладчатого металлогенического типа в обеих частях зоны южного склона Большого Кавказа. Примерами являются: рудообразования мышьяково-редкометалльной формации Горной Рачи; группа баритополиметаллических месторождений Сухуми-Джавской зоны; Садонский рудный район, район КМВ и др.

Большое значение имеют рудные районы и узлы, развитые в пределах антиклиналей, вмещающих массивы металлоносных интрузивных пород; такими рудными узлами являются Цанский, Мерисский, Дзамский, Зекарский, Келасурский, Зангезурский, Мисханский, Далидагский, Даралагязский и др.

На Малом Кавказе крупные месторождения меди, пирита и железа сосредоточены в Сомхетско-Ганджинской зоне, характеризующейся спокойной складчатостью и разломами.

Рудные районы (Алавердский, Кедабекский, Чирагидзорский) приурочены к осложненным разрывными нарушениями различных направ-

лений—брахиантиклиналям на крыльях антиклинориев или их погружениях; в зонах глубинных разломов брахиантиклинали носят шовный характер, примером чему служит Кафанский рудный район.

В Болнисском рудном районе, в западной части Сомхетско-Ганджинской зоны, колчеданные и образованные в сходных геологических условиях барито-полиметаллические и гематито-марганцевые месторождения обнажаются на крыльях двух крупных антиклинальных поднятий—Локского и Храмского. В то же время разделяющая их синклинальная депрессия безрудная. Эта закономерность наблюдается во всей Сомхетско-Карабахской металлогенической зоне.

Дашкесанское железорудное месторождение приурочено к крыльям широтной синклинали, вдоль оси которой, осложненной разломом, располагается материнская интрузия гранитоидов.

В расположенной южнее тектонической зоне Армении по северному ее краю, вдоль регионального Севанского (Малокавказского) надвига (поддвига), отчетливо выделяется пояс серпентинитов с хромитовым оруденением, совпадающий с поясом изоклинальной складчатости.

Если коснуться некоторых деталей вопроса о связи оруденения с крупными элементами тектоники (конечно, связь эта в общем мыслится через посредство интрузий), то можно сказать, что на примерах распределения месторождений Малого Кавказа лишь очень грубо намечается принимаемая некоторыми исследователями, как одна из основных закономерностей (Ньюхауз), связь оруденения с осевыми (сводовыми) зонами крупных антиклиналей (Алаверди—Шамлуг, Кафан).

Это прежде всего зависит от отсутствия, как мы видели, такой ясной закономерности в распределении самих материнских интрузий, что в свою очередь обусловлено интенсивным проявлением более поздней глыбовой тектоники, сильно нарушившей и замаскировавшей первоначальную складчатость, а для некоторых районов, расположенных в пределах срединных массивов, и малой интенсивностью самого пликативного процесса, затронувшего лишь относительно поверхностные толщи. Все же для отдельных месторождений и рудоносных районов об указанной связи говорить можно: она, например, намечается в расположении медных жил Зангезурского месторождения близ свода пологой широкой антиклинали, очень грубо — в расположении трех главных месторождений Алавердского района по краю размытой сводовой части еще более широкого антиклинального поднятия.

Гораздо отчетливее территориальная связь оруденения с линиями разрывных нарушений, как очень крупных, регионального значения, так особенно и более мелких, прослеживаемых иногда более чем на несколько километров по простиранию.

Контролирующая роль региональных разрывов столь же многообразна, как и складок. Все современные теории рудообразования основаны на допущении отложения рудного вещества из рудоносных растворов (или флюидов), проникающих вдоль ослабленных зон, трещин или пористых пород.

Роль региональных разломов в размещении эндогенных месторождений трудно переоценить, особенно в металлогенической провинции Большого Кавказа. Выделяемые в Горной Раче рудные пояса—антимонит-ферберитовый, ртутный, реальгар-аурипигментовый—совпадают с региональными или местного масштаба разломами. Последние обычно непосредственно вмещают отдельные месторождения, а местами и магматические проявления, с которыми предполагается парагенетическая связь оруденения (Г. А. Твалчрелидзе, 1961).

Главный надвиг Большого Кавказа, отнесенный А. В. Пейве (1956) к категории глубинных разломов, представляет собой ослабленную зо-

ну, вдоль которой периодически возобновлялись тектонические движения, вызвавшие перемещение жестких масс кристаллических пород субстрата, надвигаемых на сланцевые толщи мезозоя. Вдоль этой же зоны спорадически проникали дериваты металлоносной магмы.

Непосредственно зона разлома, как правило, безрудна, а месторождения редких металлов локализованы в сопряженных с ней трещинах и зонах смятия, благоприятных литологических горизонтах и вблизи изверженных пород. Здесь известен ряд рудных узлов, концентрирующихся вокруг выходов третичных кислых гипабиссальных интрузий: Каробский, Цанский, Сангутидонский, Теплинский и др. (Г. А. Твалчрелидзе, 1961). Главный надвиг южного склона относится, таким образом, к рудоподводящим разломам (В. И. Смирнов, 1957).

С большинством разломов Сланцевого Дагестана связано проявление эффузивной и интрузивной деятельности, что свидетельствует о их глубоком заложении. Характерной особенностью зоны является подчиненное количество эффузивных образований по отношению к терригенным, а также широкое развитие медно-пирротинового оруденения. Руды содержат небольшое количество кобальта—элемента, весьма характерного для данной металлогенической зоны. Выделяются рудные районы с медно-пирротиновым, медноколчеданным и колчеданно-полиметаллическим оруденением (И. Ф. Рудянов, 1968).

Потенциально наиболее металлоносной является центральная подзона (ядро антиклинория), что связывается с особенностями развития предкелловейского (?—К. П.) тектоно-магматического цикла и, естественно, гидротермальных процессов (Н. В. Венцковский, 1968).

Намечается следующая приуроченность оруденения к основным структурным элементам: 1—к зоне влияния Главного разлома приурочено медно-колчеданное и медно-пирротиновое (с кобальтом) оруденение;

2—зона влияния Самурского разлома и область юго-восточного погружения ядра синклинория характеризуются существенно полиметаллическим оруденением;

3—ртутная минерализация известна в настоящее время в восточных районах Самурской ступени и Северной моноклинали (Г. И. Иванов, Ю. А. Кузнецов, Л. В. Пшеничный, 1968).

На Малом Кавказе полным аналогом Главного надвига Б. Кавказа является Севанский надвиг (поддвиг). Г. А. Твалчрелидзе (1961) полагает, что этот надвиг имеет другой характер и зарождение его связано с образованием новой геосинклинальной зоны и является следствием резкого различия амплитуды погружения зародившейся геосинклинали и ограничивающих ее жестких массивов. Поэтому такого характера разломы контролируют проявления минерализации доскладчатого типа.

Однако упомянутый автор не учел того обстоятельства, что оруденение гипербазитового пояса Армении является постскладчатым, а впереди (к югу) от Главного надвига Кавказа также располагается геосинклинальная зона с накоплением флишевых толщ (верхняя юра—нижний мел) большой мощности. Разница лишь в возрасте толщ: в Севанской зоне надвигу подлежат верхнемеловые-эоценовые отложения.

Аналогичный разлом, по которому контактируют различные структурно-металлогенические зоны, устанавливается, по Г. А. Твалчрелидзе (1961), в бассейне р. Джеджора. Здесь на порфиритовую свиту байоса вдоль крупного тектонического нарушения надвинуты с юга флишевые отложения верхнего мела. Непосредственная надвиговая плоскость, которая, очевидно, подвергалась преимущественно сжимающим усили-

ям, на всем протяжении остается безрудной, но сопряженные с надвигом взбросы и другие разрывы вмещают большое количество рудных тел (Квайса, Эрцо, Фасраго, Сохта и Абано), приуроченных к трещинным структурам.

Крупными региональными разломами контролируются ртутные проявления; ртутный пояс Большого Кавказа прослежен на 600 *км* по простиранию (от Западной Абхазии до Дагестана). По данным В. А. Мельничука и Г. А. Булкина (1960), непосредственным продолжением этого пояса к западу являются рудопроявления ртути в Крыму.

В северо-западной части Большого Кавказа выявленные рудопроявления ртути (Сахалинское и др.) размещены в области развития нижнемеловых отложений. В структурном отношении приурочены к сводам антиклиналей, осложненных разломами и мелкой складчатостью; местами образуют рудные столбы (Нетреба, Манин, 1965).

Выделяются два типа промышленных руд: 1—прожилково-вкрапленное оруденение по сближенным рудоносным трещинам и 2—гнездово-прожилковое—в глинистых тектонических брекчиях. Минералогически киноварь сопутствует низкотемпературному кварцу, антимониту и стибниту. Местами присутствуют пирит и метациннабарит.

Для поисков ртутных месторождений следует широко применять геохимические методы; благоприятными структурами для повышенных концентраций ртути являются зоны разрывных нарушений, особенно крупных разломов, разделяющих области с движением разного знака. При поисках крупных рудоконтролирующих структур и перспективных участков основную роль может играть выявление вторичных ореолов рассеяния ртути и газортутных аномалий.

При детальных поисках, разведке и оценке ртутных месторождений может быть использована зональность первичных ореолов.

Указанные разломы контролируют, по Г. А. Твалчрелидзе, проявления минерализации постскладчатого металлогенического пояса. Они расположены либо между металлогеническими зонами (Главный надвиг Большого Кавказа, надвиг Малого Кавказа, надвиг в бассейне р. Джеджора), и тогда связанные с ними рудные пояса распространяются в пределах обеих контактирующих зон либо пересекают металлогенические зоны (ртутный пояс Большого Кавказа, полиметаллический пояс Северного Кавказа и т. д.), и в этом случае рудные пояса накладываются на металлогению зон иного типа.

На Малом Кавказе совершенно отчетливо выявляется связь серпентинитовых хромитоносных массивов с региональным Севанским (Малокавказским) поддвигом. Хорошим примером является линейное расположение в северо-западном направлении всех главных медных месторождений (Агарак, Тей, Личк, Каджаран) в пределах Мегринского батолита вдоль одной зоны (Дебаклинский разлом) разрывных нарушений (типа крутых надвигов или взбросов), прослеженной с перерывами примерно на 40 *км*. Еще более яркими примерами для отдельных месторождений являются упомянутое Агаракское месторождение порфировых руд, вытянутое на 3 *км* вдоль указанной зоны разлома, рудоносная пологопадающая зона смятия Алавердского месторождения длиною около 4 *км* и Шамлугское месторождение, приуроченное к сопряжению двух антиклиналей разных направлений (общекавказского и антикавказского), осложненных, естественно, разрывными нарушениями.

Сложная система крутых надвиговых и сбросовых трещин Зангезурского месторождения закономерно контролирует расположение и промышленную ценность его многочисленных рудных жил.

М. М. Тетяев (1935) как раз на примере одного из кавказских ме-

сторождений (Садонского на Северном Кавказе) поднял вопрос о том, что процесс оруденения занимает совершенно определенное положение в истории геотектонического развития земной коры, будучи приурочен, согласно общим взглядам этого автора, к промежутку времени после складкообразования (и внедрения связанных с последним интрузий) и перед следующей фазой крупных сбросовых дислокаций (макроколебаний), в частности к моменту начала образования трещин расширения на глубине, еще не доходивших до поверхности земли и поэтому не сопровождавшихся перемещениями масс вдоль них, не достаточно открытых для подъема по ним поздних дифференцированных отщеплений магмы (дайка) и рудоносных растворов.

Большинство месторождений Малого Кавказа расположено около более или менее крупных дизъюнктивных нарушений с явными следами перемещений по ним и, несомненно, влиявших на локализацию оруденения, т. е. дорудных. Сами рудные тела, в частности и жилы, обычно не приурочены к этим главным трещинам и зонам нарушений, а следуют системами сопровождавших их более второстепенных трещин, обычно иного направления (оперяющих). Правда, пологопадающая рудоносная зона смятия Алавердского месторождения не имеет признаков видимых перемещений по ней (по крайней мере в направлении ее падения), но распределение штокового оруденения и рудных жил в зоне явно контролируется поперечными к ней сбросовыми трещинами. Сказанное не исключает, конечно, того, что радиальные трещины сбросов продолжали образовываться и после оруденения, нарушая, между прочим, залегание рудных тел. Общеизвестно, что очень часто новые сбросы происходили по старым линиям нарушений, что обусловливает во многих случаях невозможность установить, происходили ли движения по данной трещине и до оруденения или только после него. Однако дорудный возраст таких трещин и зон нарушения определяется не непосредственными наблюдениями этих следов движений, а указанным размещением оруденения или, как выше указано, целого ряда месторождений вдоль этих тектонических линий при почти полном отсутствии оруденения в удалении от них.

Сложная деформированность участков, представляющих рудные поля колчеданных месторождений, сказывается в развитии мелких складок и флексурообразных изгибов, в появлении разных по своим морфогенетическим особенностям разрывных нарушений и связанной с ними тектонической трещиноватости и иногда в образовании межформационных и внутриформационных зон отслаивания, рассланцевания и дробления (Г. А. Твалчрелидзе, 1961).

В соответствии с особенностями строения и истории геологического развития отдельных рудных районов в различных структурно-фациальных зонах можно выделить три главных типа структур колчеданоносных рудных полей: 1—рудные поля, приуроченные к изгибам крыльев брахиантиклиналей (Алавердское, Шамлугское, Кафанское, Кедабекское); 2—рудные поля в местах развития вулкано-тектонических построек (Ахтальское, Маднеульское); 3—рудные поля на погружениях шарниров брахиформных и линейных антиклинальных складок (Чирагидзор-Тоганалинское, Тандзутское, Чибухлинское).

Совокупность благоприятных стратиграфо-литологических и структурных факторов определяет и размещение колчеданных месторождений внутри рудных полей.

Отмечается, что промышленное колчеданное месторождение жильного и прожилково-вкрапленного типа локализуется в зонах трещиноватости, связанных лишь с параллельными крыльями антиклинальных складок разрывными нарушениями и тектоническими трещинами. По-

поперечные и диагональные по отношению к крыльям складок трещины играли роль рудораспределяющих каналов и промышленного оруденения, как правило, не несут.

В соответствии с вышеизложенной характеристикой особенностей размещения колчеданных месторождений Малого Кавказа они могут быть разделены на четыре структурно-морфологических типа:

1—месторождения пластообразной и линзообразной формы в зонах межформационного и внутриформационного отслаивания и рассланцевания (Алаверди, Ахтала, Кедабек, Маднеули, Тандзут, Чибухлы);

2—месторождение штокообразной формы в пересечениях сближенных дорудных тектонических трещин (Чирагидзор, Тоганалы);

3—месторождения жильной и штокверковой формы в зонах трещиноватости вдоль разрывных нарушений и в оперяющих их трещинах (Кафан);

4—месторождения комбинированной формы, в которых приуроченные к зонам отслаивания и рассланцевания пластообразные и линзообразные тела непосредственно связаны с залегающими в нижних частях рудовмещающих толщ жилообразными залежами и зонами прожилково-вкрапленных руд (Шамлуг, юго-западная часть Алавердского месторождения).

Таким образом, в пространственном размещении рудопроявлений Кавказа ведущую роль играют структуры рудных полей. Наиболее благоприятными участками с наличием интрузивных пород являются:

1—ядра антиклиналей в областях максимальных поднятий складок и в особенности периклинальные и купольные структуры на сопряжениях складок разных направлений (северо-западного и северо-восточного);

2—области изгиба и заворота складок, сопровождаемых продольными и в особенности поперечными разломами;

3—региональные разломы продольного направления по отношению к складчатости, с оперяющей их системой разрывов поперечного и диагонального направлений, создающих блокового типа структуры, что наряду с формированием купольных структур порождает сложные дислокации, способствующие рудоконцентрации в фазы гидротермальной деятельности интрузивных комплексов;

4—зоны разлистования, рассланцевания и дробления;

5—литологические стыки толщ с экранирующими контактами (Дашкесан, Кедабек и др.);

6—региональные надвиги и разломы оруденения обычно не несут, но близрасположенные к ним складчатые структуры 2-го и 3-го порядков, осложненные оперяющими разломами, нередко несут существенные рудоконцентрации (Филиз-чай).

7—пункты развития геохимически специфичных минеральных фаций особо свойственны для отдельных рудных комплексов. Например, серицитовая фация—для молибденовых руд, каолинитовая—для колчеданных и пр. В связи с этим необходимо в дальнейшем производить более детальные изучения околорудных изменений на предмет прогнозирования тех или иных рудных комплексов.

СВЯЗЬ ОРУДЕНЕНИЯ С ИНТРУЗИЯМИ

Из вышеприведенных примеров достаточно ясно выявилась генетическая связь оруденения с интрузивными породами для большинства рудных районов и месторождений Кавказа. Далее, совершенно отчетливо выявляется специфика металлогении каждого магматического цикла; с другой стороны, так как магматические комплексы этих циклов

территориально обособляются и характерны для отдельных структурных зон, отражая закономерности их развития, понятной становится специфика металлогении отдельных структурных зон и одноименных рудных поясов.

По степени связи рудопроявлений с магматизмом Г. А. Твалчрелидзе (1961) выделяет, на примере месторождений Грузии, шесть групп:

1—рудопроявления, непосредственно связанные с изверженными породами;

2—рудопроявления, отчетливо связанные с изверженными породами;

3—рудопроявления, вероятно, связанные с магматическими породами;

4—рудопроявления, связанные с субвулканическими породами;

5—рудопроявления, связанные с эффузивным вулканизмом;

6—рудопроявления, характеризующиеся отсутствием видимой связи с изверженными породами.

На Кавказе констатируется наличие непосредственной связи оруденения с магматическими породами хромитовой, скарново-железорудной, а также пегматитовой и арсенопирит-редкометалльной формаций. Другие формации отличаются более сложной природой связи с процессами магматизма.

Магматические проявления хромита, титаномагнетита и платины (зона Передового хребта, Севано-Курдистанский пояс) представляют собой здесь, как и в других аналогичных месторождениях, практически фации гипербазитов. Они образовались одновременно с изверженными породами в результате общего магматического процесса. Этот тип месторождений слабо проявлен также на Дзирульском массиве и в Нижней Сванетии.

Далее идут скарновые железорудные формации (Дашкесан, Дзама и др.), связанные с гранодиоритами и габбро-диоритами.

Скарнообразование и формирование магнетитового месторождения следует тесно увязывать непосредственно с формированием интрузивного массива.

На Северном Кавказе генетическая связь оруденения с изверженными породами четко устанавливается на месторождении Тырны-Ауз; на Малом Кавказе—на месторождениях Каджаран, Агарак и др.

Касаясь проблемы взаимоотношения даек и оруденения, Г. А. Твалчрелидзе (1961) считает, что они не являются источником оруденения; так как скарнообразование является длительным процессом, он сопровождается неоднократным внедрением даек—схизолитов интрузива.

В пределах Грузии Г. А. Твалчрелидзе (1961) констатирует более молодой возраст даек лампрофиров и порфирита по отношению к скарнам и более древний—по отношению к сульфидной минерализации.

Непосредственная связь оруденения с массивами гранитоидов устанавливается также на примере пегматитовых и редкометалльно-арсенопиритовых месторождений. Так, например, Дзирульские пегматиты увязываются с розовыми гранитами, а вакисджварские—с сиенитами (Г. А. Твалчрелидзе, 1961).

Упомянутый автор отмечает, что состав пегматитовых (вернее пегматоидных) жил Вакис-Джвара почти полностью соответствует составу массива сиенитов, но количественные соотношения между ними иные—в жилах преобладает магнетит.

Ряд месторождений металлов, связанных с гранитами Главного хребта («серыми»), не находит пока четкого возрастного положения. Во многих местах (Кти-Теберда, Илипсар, Беллегидон) устанавливаются постепенные переходы между небольшими аплит-пегматитовы-

ми жилами и кварцево-рудными телами. Далее Г. А. Твалчрелидзе (1961) отмечает приуроченность к пегматитовым жилам Главного хребта проявлений минерализации арсенопирита, касситерита, шеелита, молибденита, т. е. минералов, типичных для собственно гидротермальных рудопроявлений, пространственно связанных с выходами гранитоидов. Все это свидетельствует, по указанному автору, о наличии непосредственной генетической связи редкометалльно-арсенопиритовых проявлений с гранитами Главного хребта.

К аналогичным рудообразованиям, непосредственно связанным с процессами магматизма, относятся рудопроявления Цанского рудного узла и Каробского месторождения.

Рудопроявления, отчетливо связанные с изверженными породами, определяются по тесной ассоциации их в пространстве с выходами изверженных пород, а также по часто наблюдаемому зональному размещению рудных тел вокруг интрузивных массивов.

Вопросы зональности рудных месторождений по отношению к гранитоидным батолитам дебатируются в литературе уже около полувека; В. И. Смирнов (1957), на основании детального анализа всего накопившегося материала, выделяет шесть типов первичной зональности гидротермальных рудных тел. На территории Грузии Г. А. Твалчрелидзе (1961) указывает два из них: зональность повторных тектонических разрывов и зональность отложений.

Первый этап представлен на сурьмяно-полиметаллическом месторождении Киртишо, где наблюдаются две различные во времени стадии рудоотложения. Полиметаллические жилы после окончания их формирования были нарушены повторными тектоническими разломами, вдоль которых отложилась богатая антимонитовая руда. Обычно жилы вдоль одного из зальбандов сложены галенит-сфалеритовой рудой, а противоположная их часть—антимонитовой. В промежутке развиты реакционные минералы типа буланжерита (Г. А. Твалчрелидзе, 1959).

Зональность рудной минерализации хорошо выражена в пределах Мерисского рудного поля; здесь она представлена преимущественным развитием в верхних частях рудных тел галенита, который с глубиной сменяется сфалеритом, а далее следуют зоны халькопирита и кварц-пиритового оруденения.

Подобная смена преобладающего свинцового оруденения по падению рудных тел цинковым в пределах Кавказа установлена на Садоне, Згиде, Эльбрусе, Мехмане. Еще более отчетливо выражен зональный ряд месторождений в Зангезурском районе.

Отчетливая связь с изверженными породами устанавливается для сульфидных кобальтоносных руд, наложенных на скарново-магнетитовые залежи Дзамы и Дашкесана, для полиметаллических проявлений Зекарского узла и Карис-буде. Наконец, Мамульское молибденовое рудопроявление пространственно тесно приурочено к выходам эоценовых гранитоидов.

В пределах Сомхетско-Карабахской тектонической зоны на северном склоне Малого Кавказа отчетливо выделяются несколько групп интрузий и соответственно несколько рудоносных районов (Мехманинский, Чирагидзор-Дашкесан-Кедабекский, Шамшадинский, Алавердский и Маднеульский). Самый восточный—это уже упоминавшийся небольшой район медно-полиметаллического оруденения в связи с нижнемеловой интрузией в Нагорном Карабахе (у сел. Мехмана).

Далее к северо-западу, в районе гор. Кировабада (Гянджа), к югу и к западу от него располагается целая группа довольно значительных выходов позднеэоценовых интрузивных пород, с которыми связаны крупное Дашкесанское магнетитовое месторождение (контактового

типа), значительное Чирагидзорское месторождение пирита (колчеданные залежи), крупнейшее из разрабатывавшихся медных месторождений Закавказья—Кедабекское (колчеданные залежи во вторичных кварцитах у контакта с интрузией кварцевого диорита) и, наконец, по-видимому, одно из крупнейших в мире месторождений алунита у сел. Заглик (эпитермального типа). В алунитовых рудах практический интерес приобретает также галлий. Кроме того, в этом районе известны еще ряд мелких рудопроявлений (медь, цинк) и жилы барита. Гораздо далее к северо-западу (через 100 *км*) к югу от Тбилиси расположен третий рудоносный район—Алавердский, в котором по соседству с несколькими значительными выходами третичных интрузий находятся промышленные медные месторождения—Алавердское и Шамлугское и менее значительное полиметаллическое—Ахтальское. Немного западнее располагается несколько мелких месторождений железных руд Поладаурского (Чатахского) рудного поля и вновь открытое «слепое» весьма перспективное Маднеульское медноколчеданное, сопровождаемое барито-полиметаллическим оруденением.

В промежутке между Кедабекским и Алавердским рудными районами находится Шамшадинский рудный район с незначительными пиритово-медными и полиметаллическими рудопроявлениями. Приурочены они обычно к гидротермально-измененным породам, невдалеке от контакта с разнообразными интрузивными породами кислого и среднего состава (гранитами, гранодиоритами, местами габбро-диоритами).

Имеющиеся далеко еще не достаточные сведения о морфологии и размерах интрузивных тел, часть которых еще мало обнажена эрозией, позволяют утверждать, что во многих случаях оруденение связано с более или менее крупными телами, обладающими всеми признаками батолитов или штоков (Мегринский батолит, крупные интрузии Алавердского и Кедабекского районов).

Но если обратиться к отдельным месторождениям, то можно увидеть, что для некоторых из них прямая связь оруденения с какой-нибудь определенной интрузивной массой далеко не является очевидной. Примером могут служить медные жилы Зангезурского промышленного месторождения, близ которых известно лишь несколько даек кварцевого порфира и диабазового порфирита и небольшой выход кварцевого альбитофира (интрузивный характер которого находится вдобавок под сомнением), а на расстоянии 3—4 *км* недавно открыты ничтожные, едва вскрытые эрозией выходы диорита и габбродиорита. Расстояние до Мегринского батолита составляет около 20 *км* (по прямой). Вопрос о генетической роли тех или иных из указанных мелких проявлений до последнего времени решался различно, причем нельзя не отметить, что и возраст этих интрузий лишь предположительно принимается за третичный (они прорывают у месторождения только юру). По аналогии с соседними месторождениями и по ряду общих геологических соображений наиболее вероятной представляется связь оруденения с едва начинающей обнажаться в своих апикальных мелких выступах третичной гранодиоритовой интрузией, дериватами которой являются и указанные дайки.

На примере этого месторождения, так же как и целого ряда других районов Закавказья, можно убедиться, что в вопросе о соотношении и промышленном значении наблюдаемого сейчас оруденения с выходами интрузий в зависимости от степени их эродированности полностью оправдывается известная схема В. Эммонса.

Согласно последней пространственное положение концентраций рудных элементов в теле батолита представляется в следующем виде: концентрации, вскрытые современной эрозией, но удаленные от батоли-

та, с которым они связаны, отнесены к группе криптобатолитовых; концентрации глубоко вскрытого эрозией основного тела батолита—отнесены к группе гипобатолитовых; промежуточное положение занимают группы акробатолитовых, эпибатолитовых, эмбатолитовых и эндобатолитовых концентраций. По этой схеме Эммонс распределяет нижеперечисленные элементы в следующем восходящем порядке: Au, Sn, W, Cu, Zn, Pb, Ag, Sb, Hg; при известных обстоятельствах эти элементы могут, конечно, и накладываться друг на друга.

Явную связь с ультраосновными породами имеют довольно многочисленные шлировые скопления хромистого железняка; в дунитах же в виде редкой мельчайшей весьма рассеянной вкрапленности встречается и платина.

В районе Зангезура с его богатыми медными и полиметаллическими жилами и ясной зональностью в их расположении мы имели пример криптобатолитовой (собственно переходной к акробатолитовой) области.

В промышленных меднорудных Алавердском и Кедабекском районах с месторождениями, сидящими в промежутках пород кровли между (или по краям) значительных площадей безрудных интрузивных пород довольно глубоко срезанного батолита с необнаженными, более низкими куполами, в кровле можно видеть эмбатолитовую область.

Мегринский батолит, обнаженный на громадной площади, с месторождениями медных вкрапленных руд и мелкими пиритово-медными жилами, расположенными по краям или близ останцев бывшей порфиритовой кровли, представляет эндобатолитовую стадию эрозии.

Прекрасным примером эпибатолитовой стадии эрозии интрузии с чрезвычайно отчетливой зональностью в распределении оруденения является уже упоминавшийся район нижнемеловых месторождений Мехманы в Нагорном Карабахе.

Здесь, по мере удаления от интрузии и подъема местности, убогое медно-пиритовое оруденение сменяется медным, цинко-медным, цинковым, свинцово-цинковым и почти чисто свинцовым в наиболее удаленных жилах.

Обратимся к рудопроявлениям, вероятно, связанным с изверженными породами.

Такая связь отмечается для большинства рудопроявлений постскладчатого металлогенического типа. К этой группе относятся жильные антимонит-ферберитовые, реальгар-аурипигментовые, свинцово-цинковые, баритовые и другие рудные комплексы. В данном случае следует иметь в виду парагенетическую связь между оруденением и магматическими породами, которая понимается не как непосредственное родство конкретных массивов изверженных пород и месторождений, а как единство глубинных источников, тех и других.

Парагенетическая связь оруденения устанавливается главным образом по широкой пространственной ассоциации рудопроявлений с изверженными породами. В одних случаях (довольно редких) они устанавливаются на основании точного фиксирования возраста рудных месторождений (полиметаллически-баритовое месторождение Тхмори), в других случаях—определения однозначно с изверженными породами, выходы которых ассоциируют с рудными телами в пространстве; в третьих случаях для указанной цели используются приуроченность однотипных рудопроявлений к одной структурно-фациальной зоне, сходство вещественного состава руд, морфология рудных тел и вмещающих пород и т. д. (примеры: Джерах и Садон).

Наиболее часто для рудопроявлений данной группы характерна парагенетическая связь оруденения с малыми интрузиями (трещинными).

Примером месторождений рассматриваемой группы могут служить рудообразования полиметаллического пояса Северного Кавказа: полиметаллические и баритовые рудопроявления Передового хребта и полиметаллические месторождения Дагестана; на южном склоне месторождения полиметаллического пояса Сухуми-Джавской зоны (связаны с третичными структурами), рудопроявления антимонита, ферберита, а также реальгара и аурипигмента в районе Горной Рачи.

С субвулканическими породами характерна, по мнению некоторых исследователей, связь для колчеданных, барито-полиметаллических, гематит-марганцевых и медно-пирротиновых рудопроявлений.

Проблема генезиса колчеданного оруденения до последнего времени остается полемичной. Высказываются две противоположные точки зрения; согласно первой—оруденение относится к гидротермальному типу и генетически связано с эффузивным вулканизмом, в частности с субвулканической его фазой; по второй—колчеданные месторождения относятся к гидротермальным образованиям, связанным с гранитоидами, образованными позже рудовмещающих вулканогенных толщ. Для решения поставленного вопроса первостепенное значение приобретает время образования оруденения по отношению к региональному метаморфизму, преобразовавшему вулканогенные периоды.

Для всех колчеданных месторождений Сомхетско-Ганджинской зоны вопрос этот решается, по нашим наблюдениям, однозначно. Во всей зоне колчеданное оруденение, несмотря на обширное развитие кварцевых плагиопорфиров, констатируется лишь там, где вблизи имеются выходы гранитоидов и соответствующие благоприятные структурные условия. Вблизи рудных тел обычно развиты на обширных площадях вторичные кварциты. Кроме того, вмещающие оруденение породы интенсивно альбитизированы, серицитизированы и хлоритизированы.

Руды обычно приурочены к пологим контактам кварцевых плагиопорфиров с несогласно и трансгрессивно их перекрывающими вулканогенно-осадочными породами (преимущественно туфогенными песчаниками, являющимися экраном).

Рудные тела представлены штоками, линзами, гнездами, пластообразными залежами, типичными для колчеданных месторождений.

На Северном Кавказе, в зоне Передового хребта, Г. А. Твалчрелидзе (1961) различает три разновозрастные группы колчеданных месторождений: 1—среднедевонскую (Уруп, Бескес, Учкулан), связанную с альбитофирами нижнего—среднего девона; 2—верхнедевонскую (Карабек), связанную с вулканогенными породами верхнего девона и 3—нижнекарбоновую (Худес), связанную с породами нижнего карбона. По упомянутому автору, характерна приуроченность оруденения к диабаз-альбитофировой формации и ассоциированность в пространстве с мелкими штоками и пластовыми залежами рассланцованных альбитофиров.

По нашему мнению, как указывалось выше, оруденение связано с обнажающимися там же гранитоидами третичного возраста. Формирование полиметаллических и баритовых жильных месторождений этой зоны протекало в следующую фазу рудообразования.

Месторождения колчеданных руд Северного Кавказа и Закавказья характеризуются сходством морфологии, вещественного состава и вмещающих пород, что позволяет объединить их в один геологический тип. На Кавказе к нему относятся медноколчеданные (Уруп, Худес, Шамлуг, Маднеули, Кедабек), серноколчеданные (Бескес, Чирагидзор, Тоганалы), барито-полиметаллические (Маднеули, Ахтала), гематитовые (Поладаури, Алабашлы) и гематито-пиролюзитовые (Самшвильдо, Саригюх) месторождения.

Медно-пирротиновая формация представляется аналогичной колчеданной, от которой отличается составом руд и вмещающими породами. Эта формация распространена в виде двух прерывистых рудных поясов, причем на территории Грузии она приурочена к северной части зоны южного склона, сложенной мощными песчаниково-сланцевыми толщами. С юга к этой части зоны непосредственно примыкает порфиритовая свита байоса с вулканической активностью байосского века. Г. С. Дзоценидзе (1948) связывает с ней дайки диабазов и порфиритов, образующих два выдержанных пояса, развитые к северу и югу от осевой линии антиклинория Главного хребта. С ними связывают парагенетически оруденения, что, по нашим представлениям, является ошибочным. Указанные дайки являлись лишь путями проникновения для рудных эманаций, связанных с более молодыми (третичными) интрузивными образованиями, невскрытыми (большей частью) эрозией.

В составе рудных тел установлены пирит, пирротин, халькопирит, иногда титаномагнетит, галенит, сфалерит. С пирротином повсеместно связаны повышенные содержания кобальта. Все рудные минералы, по-видимому, отложились из растворов, связанных с основными интрузиями.

а) О рудопроявлениях, связанных с эффузивным вулканизмом. Этот вопрос в общих чертах освещен Г. С. Дзоценидзе (1948, 1960). Основываясь на представлениях Н. И. Наковника (1947, 1954) о происхождении вторичных кварцитов путем сольфаторно-фумарольной деятельности, связанной с вулканической активностью, а также на данных Д. С. Коржинского (1953) об аргиллитизации, которую он считает процессом выщелачивания, проявившимся вблизи поверхности в период сольфатарной стадии, Г. С. Дзоценидзе связывает с эффузивным вулканизмом ряд рудных и нерудных месторождений Грузии (Цабланское месторождение и ряд проявлений пирита, колчеданные, барито-полиметаллические и гематитовые месторождения Сомхетско-Карабахской зоны).

В. И. Смирнов и Т. Я. Гончарова (1960) на основе детального изучения Урупского медноколчеданного месторождения пришли к выводу о его эксгаляционно-осадочном происхождении. К аналогичным заключениям пришли в свое время Г. Шнейдерхён (1958) и Г. Борхерт (1957) при изучении медноколчеданного месторождения Эргани-Маден в Турции.

Роль эффузивного вулканизма при формировании колчеданного и других геологических типов оруденения освещена в последних работах В. Н. Котляра и М. А. Фаворской (1959), М. А. Фаворской (1959) и М. Г. Руб (1960), где проводятся обоснованные попытки генетически связать довольно обширный круг эндогенных месторождений с проявлениями вулканизма не только доскладчатых, но и постскладчатых стадий магматических циклов. В то же время детальные исследования постпалеогенового вулканизма на территории Грузии приводят Н. И. Схиртладзе (1958) к выводу о связи с вулканизмом лишь месторождений нерудных полезных ископаемых.

Роль в оруденении вулканизма—ввиду выявившихся неувязок фактических данных с представлениями о фумарольном рудообразовании—рядом геологов по существу отвергается.

Идея конвергентности колчеданного оруденения, недавно выдвинутая В. И. Смирновым (1960), еще не получила разработки и развития.

Прав Г. А. Твалчрелидзе (1961), указывающий, что образование сплошных колчеданных руд трудно объяснить связью только с излившимися вулканическими породами. Колчеданную рудную формацию

целесообразно относить к гидротермальным формированиям, проявившимся после осадконакопления в связи с несколько более поздними интрузиями, генетически родственными эффузивному вулканизму.

б) Рудопроявления, характеризующиеся отсутствием видимой связи с изверженными породами. Многие постскладчатые месторождения цветных металлов, свинцово-цинковые рудопроявления, образующие вкрапленность в карбонатных породах и приуроченные к крупным разломам, а также доскладчатые проявления марганца, залегающие в мергелях палеоцена и известняках сенона, не обнаруживают видимой связи с проявлениями магматизма. Поэтому некоторые исследователи вкрапленные руды свинца и цинка в карбонатных породах Абхазии относят к осадочному типу месторождений, чему противоречат, по Г. А. Твалчрелидзе (1961), современные фактические данные.

По упомянутому автору, повышенное содержание сульфидов наблюдается только в трещинных структурах, приуроченных к ответвлениям крупных разломов. Там же располагаются баритовые и баритополиметаллические месторождения, не несущие никаких признаков осадочного происхождения. Руды некоторых месторождений представлены низкотемпературными, близповерхностными образованиями, а их приуроченность к крупным разломам свидетельствует о возможности отнесения их к типу телетермальных месторождений, значительно удаленных от магматических очагов.

Рудопроявления ртути концентрируются либо непосредственно в зонах крупных разломов (Ахей, Талашиани), либо в непосредственной близости от них (Эрцо).

Среди марганцевых месторождений Болнисского района выделяются два типа: 1—гидротермальные скопления марганцевых руд в вулканогенных породах верхнего мела, относимые Г. А. Твалчрелидзе к гематит-марганцевому рудному комплексу на основании наличия постепенных переходов к гематитовому оруденению; 2—переотложенные руды марганца в карбонатных породах. Последние действительно не имеют никакой связи с вулканизмом и должны квалифицироваться как осадочные месторождения.

Если теперь обратиться к вопросу о связи оруденения с определенными петрографическими типами интрузивных пород, и здесь по имеющимся данным в общем остается справедливым общепризнанное положение о локальной и генетической связи месторождений всех главных металлов с более кислыми кварцсодержащими породами (если исключить, конечно, специальный случай хромитов, связанных с ультраосновными породами). Связь эта, конечно, не столь очевидна для ряда месторождений, около которых известны лишь мелкие выходы более основных интрузивов (Зангезур, Даралагёз).

Во всех средней величины и более крупных интрузивных массивах Закавказья по краям или в верхних мало эродированных поверхностных частях, обнаженных иногда лишь в виде отдельных мелких выходов, наблюдается обычно небольшой мощности зона диорита (до габбродиорита), а главная масса интрузии представлена гранодиоритом, кварцевым диоритом, кварцевым монцонитом или гранитом. Мы видели, например, что средний состав наиболее крупной Мегринской интрузии, несмотря на разнообразие ее пород, можно считать гранодиоритовым. Таков же, по-видимому, средний состав большинства закавказских интрузий.

При таком среднем гранодиоритовом составе почти для всех более подробно описанных закавказских интрузий характерна тенденция в сторону кварцевых и бескварцевых сиенито-диоритов, габбро-сиенитов

(монцонитов), т. е. пород, характеризующихся одновременным присутствием довольно основных (нередко даже очень основных—до 70% Ап) плагиоклазов и значительного количества кали-натриевых шпатов, обычно триклинных (чаще всего анортоклаза, хотя наблюдался и микроклин). Типичные монцониты установлены в наиболее дифференцированных крупных интрузиях (Мегринская), хотя наблюдались и в ряде мелких выходов (Даралагёз, в верховье р. Арпа, Базумские выходы). В некоторых интрузиях дифференциация в сторону образования более щелочных пород, происходившая, по-видимому, в силу каких-то особых местных условий (возможно, играла роль ассимиляция известняков), дала типичные сиениты, слагающие иногда значительные площади (десятки квадратных километров в Мегринском батолите, в интрузии Памбакского хребта в Армении и в Гурийской интрузии у Озургет). Однако дифференциация не доходила до образования настоящих щелочных пород, нигде до сих пор в Закавказье не отмеченных (если не считать мелких выходов, близких к щелочным породам тешенитов в Западной Грузии и в Кахетии).

Скарновые руды железа и меди связаны с позднеэоценовыми кварцевыми диоритами и монцонитами, в то время как скарновые медно-молибденовые (с шеелитом) руды связаны с гранодиоритами, граносиенитами и кварцевыми диоритами раннемиоценового возраста.

Гематитовые и медно-гематитовые руды связаны с позднеэоценовыми гранодиоритами и кварцевыми диоритами, а энаргит-теннантитовые руды—с гранитами того же возраста.

Семейства медно-молибденовых, реальгаровых, золото-сульфидных, сурьмяно-ртутных и часть полиметаллических руд тесно связаны с гранитоидами раннемиоценового возраста, в то время как другая часть полиметаллических руд связана с позднеэоценовыми гранитоидами; при этом медно-молибденовые руды тесно локально связаны с гранитами, гранодиоритами и граносиенитами, в то время как полиметаллические—чаще всего с габбро, диоритами, монцонитами и плагиогранитами. Наконец, семейство колчеданных руд тесно связано с кислыми интрузиями позднеэоценового возраста.

Семейство магнетит-апатитовых руд связано с сиенито-диоритами раннемиоценового возраста, а титано-магнетитовые руды—с габбро-пироксенитами позднеэоценового возраста. Интересно, что в связи с сиенитами в двух массивах—Мегринском и Озургетском—находятся апатито-магнетитовые жильные породы. Это—единственные случаи рудных образований магматического типа в связи с грано- и сиенито-диоритовыми интрузиями.

Медно-пиритовое и отчасти свинцово-цинковое оруденение также связано с существенно сиенитовыми и сиенито-диоритовыми интрузиями (Озургетской, Аджарской), как и с преобладающими гранодиоритовыми. Другая, более обычная тенденция в дифференциации магмы в сторону образования более кислых пород—гранитов, гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, широко развита во многих интрузиях. Некоторые граниты и почти все порфировые породы представляют явно более поздние внедрения дифференцировавшейся в процессе остывания магмы в ранее затвердевшие периферические части интрузивных массивов и в породы их кровли.

Изучение рудоносных районов и отдельных месторождений показывает, что во многих, если не в большинстве случаев, оруденение связано с наличием этих поздних кислых дериватов интрузивной магмы, обычно в виде штоков, залежей и даек порфировых пород. Как показывают наблюдения, связь эту не надо понимать в том смысле, что сами эти мелкие интрузивные тела являлись источником рудоносных

эманаций. Их локальная связь с месторождениями указывает лишь на то, что процесс оруденения обычно связан с достаточно далеко прошедшей дифференциацией остывающей магмы внутри более крупного тела материнской интрузии.

Эти обособившиеся внутри магматического очага отдельные дифференциаты были обогащены теми или иными металлами. Внедрение дифференциатов происходит в определенной последовательности и в тесной локальной и генетической связи, в каждом из них концентрируются руды определенного состава. Сами тела гранит-порфиров, кварцевых порфиров и др. кислых жильных пород иногда содержат в себе оруденение (например, во вкрапленных медных месторождениях Агарака и Каджарана), но чаще являются безрудными и лишь сопровождаются оруденением вдоль контактов или локализуют около себя рудные тела. В обоих случаях ясно, что порфировые породы уже затвердели к тому времени, когда вслед за ними подымались главные рудоносные растворы и являлись лишь путями для последних. Примерами такой локальной связи оруденения с кислыми порфировыми породами могут служить почти все более крупные медные месторождения Закавказья—Агарак, Каджаран, Кафан, Алаверди, Шамлуг (последние три содержат, кроме меди, цинк и свинец). В месторождениях более высокотемпературного типа, как контактовые железорудные (Дашкесан), а также и в некоторых колчеданных залежах (Кедабек, Чирагидзор, Танзут) такой связи с порфировыми породами не наблюдается. Но во всех этих случаях имелись местные, особенно благоприятные условия для рудоотложения в виде известняков в контакте с интрузией (Дашкесан, Кедабек) или непроницаемых для рудоносных растворов пород, в кровле и контактах интрузий (Кедабек, Чирагидзор, по-видимому, и Танзут), причем уже эманации, связанные с ранними стадиями дифференциации магмы и, вероятно, еще бедные такими металлами, как медь, цинк, свинец, не могли далеко мигрировать от тела выделившей их интрузии и постепенно отлагали руду поблизости от нее. Указанный тип месторождений («Кедабекский»), широко развитый во всей Сомхетско-Ганджинской зоне и Кафане, впервые обосновал Н. С. Успенский (1900).

Для Армении намечается отчетливое совпадение фаций глубинности интрузий и оруденения.

С гипабиссальными интрузиями тесно связано громадное большинство рудных месторождений Армении (медно-молибденовые, полиметаллические, золото-сульфидные, скарновые и другие), которые характеризуются господством высоко-среднетемпературных условий, выдержанностью и постоянством оруденения на значительную глубину, сравнительно невысокими содержаниями металлов в руде, небольшим количеством формаций и господством кристаллических структур в рудах (нередко крупнокристаллических). Встречаются структуры распада твердых растворов, что характеризует условия образования на средних до значительных глубинах при сравнительно высокой температуре.

Необходимо отметить, что среди обширной группы гипабиссальных интрузий и соответственно месторождений есть переходные к субвулканическим и к абиссальным типы.

Можно еще отметить, что в большинстве рудоносных районов Закавказья (как и в других рудоносных районах всего мира) наиболее поздними по времени жильными изверженными породами, обычно пересекающими рудные образования, являются диабазы и диабазовые порфириты. Не совсем ясно, представляют ли они собою последние выжатые из глубины основные остатки дифференцированной магмы материн-

ских для оруденения интрузий или относятся к уже позднейшей новой фазе вулканизма.

В соответствии с выделенными тектоническими зонами находится и распределение интрузивных пород разного возраста, несущих разное оруденение.

Так, например, в Сомхетско-Ганджинской структурно-фациальной зоне господствуют умеренно-кислые, главным образом гипабиссальные интрузии позднеэоценового возраста. Это—область, в которой из металлов господствует медь, подчиненное значение имеют железо, марганец, свинец и цинк, а роль редких металлов, и в том числе молибдена, здесь ничтожна.

В Нахичеванской структурно-фациальной зоне, где развиты кислые и средние гранитоиды раннемиоценового возраста, господствует медно-молибденовое оруденение, локализованное только в пределах этой зоны, и только здесь обособляется богатейший медно-молибденовый рудный пояс, с резко подчиненной ролью железа, свинца, цинка, мышьяка, сурьмы, золота и вольфрама.

В северной части Армянской зоны в связи с самыми молодыми дифференциатами позднеэоценового интрузивного комплекса находятся проявления мышьякового (реальгар-аурипигментового), сурьмяного, ртутного и золотого (с висмутом и теллуром) оруденения.

К Мегринскому рудоносному району можно присоединить несколько небольших месторождений, находящихся в соседнем к северо-западу Даралагёзе, где оруденение связано с одновозрастными (раннемиоценовыми) мелкими интрузиями монцонита, сиенита и диоритового порфирита.

Другой менее интересный в промышленном отношении рудоносный район находится в северо-западной части Армянской зоны (Памбакский район), где находится довольно большое число выходов интрузий верхнеэоценового возраста. Месторождения здесь исключительно медные и пиритовые (Танзут, Чибухлы) и разработке подвергались лишь немногие.

Совершенно обособленно, в крайней юго-западной части Аджаро-Триалетской зоны, в связи с позднеэоценовыми интрузиями (к ЮВ от Батуми) находится группа небольших медных и полиметаллических жильных месторождений (район сс Мериси и Вайо).

Все разнообразие рудных месторождений Армении укладывается, по И. Г. Магакьяну, в выделенные им семнадцать семейств руд, распространение и роль коих для республики весьма различны.

Господствующими в Армении являются семейства медно-молибденовых и колчеданных руд, в которых сосредоточены громадные запасы меди и молибдена.

По условиям образования некоторые из выделенных семейств отвечают одному сравнительно короткому этапу рудного процесса (хромитовые, магнетит-апатитовые, энаргит-теннантитовые, реальгар-аурипигментовые и пиролюзит-псиломелановые руды), в то время как внутри других выделен ряд рудных формаций, отложившихся последовательно в различные этапы единого прерывистого рудного процесса, из различных порций рудоносных растворов (семейства скарновых, медно-молибденовых, полиметаллических и колчеданных руд).

ВЛИЯНИЕ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Влияние вмещающих пород (их литологического состава и условий залегания) на образование различных типов месторождений (их морфологию и вещественный состав) общеизвестно и весьма различ-

но. В одном случае они взаимодействуют с рудоносными растворами и вызывают выпадение из них минералов определенного состава (А. Г. Бетехтин, 1953). В других случаях вмещающие породы подвергаются метасоматическому замещению и представляют собой благоприятную среду для образования крупных рудных тел. К таким породам относятся карбонатные и кислые вулканогенные образования.

Далее, весьма существенное значение имеет также компетентность отдельных пачек вмещающих осадочных или туфогенных толщ. На границе слоев, обладающих различной плотностью, растворимостью, пористостью или проницаемостью, часто создаются благоприятные для рудоотложения условия. Жесткость пород способствует развитию трещинных структур, часто являющихся рудовмещающими. Затем в ряде случаев при установлении рудоконтролирующей роли отдельных горизонтов приобретает первостепенное значение детальное изучение стратиграфии вмещающих осадочных пород.

Рудные месторождения Кавказа залегают в самых различных осадочных и вулканогенных формациях, роль которых в процессе рудообразования иногда оказывается весьма существенной. Г. А. Твалчрелидзе (1961) выделяет по отношению к рудоносности, на примерах месторождений Грузии, три основные группы вмещающих пород: 1—благоприятные для оруденения; 2—не вполне благоприятные и 3—малоблагоприятные.

Породы, благоприятные для оруденения, представлены гранитоидами различного возраста, контактовыми и метаморфическими роговиками, отдельными фациями юрской вулканогенной толщи и вулканогенно-осадочных образований верхнего мела, эоцена и олигоцена.

На Малом Кавказе обычным вместилищем руд являются породы туфо-порфиритовых толщ юры и эоцена. В более мягких слоистых и легче замещаемых туфовых породах (нередко известковистых) предпочтительно образуются месторождения типа залежей и штоков (Алаверди, Шамлуг). В более твердых, хрупких и потому благоприятных для образования трещин порфиритах, некоторых туфах и кварцевых порфирах (обычно предварительно еще окварцованных в первые стадии минерализации) часто образуются жильные месторождения (Зангезур и др.), хотя наблюдаются и залежи, и штоки (Кедабек, Чирагидзор). Наконец, в интрузивных породах (тоже часто предварительно окварцованных), разбитых сетью мельчайших трещин, наиболее обычны месторождения типа «порфировых медных руд», при более выдержанных трещинах образуются и жилы.

Весьма благоприятными для рудоотложения явились вулканогенные образования верхнего мела западной части Сомхетско-Ганджинской зоны. В силу своей хрупкости они легко раскалывались (создавая трещинные структуры) под влиянием тектонических напряжений, а также легко замещались гидротермальными растворами, образовавшими в их пределах крупные метасоматические залежи (Маднеули, Поладаури). Повышенная щелочность и кислотность вулканогенов, а также обилие полевых шпатов среди породообразующих минералов обусловливали эту способность. Немалую роль играла и значительная пористость туфообломочных разностей, преобладающих в верхней части толщи.

В Аджаро-Триалетской зоне Грузии, Привольненском и Кироваканском районах Армении рудовмещающими являются вулканогенные образования эоцена. Они по составу аналогичны юрской вулканогенной толще, т. е. представляют вполне благоприятную для оруденения среду.

Сравнительно редкие случаи сочетания известняков с интрузиями обусловили на Малом Кавказе малую распространенность контактово-метаморфических месторождений, из которых крупным является лишь Дашкесанское (магнетит). Из свинцово-цинковых месторождений замещения (обычно неправильной формы) в известняках этой области можно указать лишь одно непромышленное Гюмушлугское месторождение (в Нахичеванской АССР) в виде неправильных жилообразных тел в среднепалеозойских известняках.

Считается общепризнанным, что наиболее легко поддаются замещению известняки, которые относят поэтому к весьма благоприятным для оруденения вмещающим породам. Но на Кавказе это положение, к сожалению, не оправдывается; мощные толщи известняков обычно безрудны или слабо оруденелые, при переходе из порфиритов в известняки на протяжении одного-двух метров сменяются безрудной зоной.

Это обстоятельство Г. А. Твалчрелидзе (1961) правильно объясняет карбонатным составом рудообразующих растворов, которые отлагали свой полезный груз при взаимодействии с плагиоклазовой частью порфиритов, а с известняками, вследствие аналогичности химического состава, не реагировали. Подобная же картина наблюдается, по нашим наблюдениям, и в краевых частях Далидагской интрузии (Малый Кавказ).

На Большом Кавказе в гранитоидах залегают некоторые крупные антимонитовые жилы Зопхитского месторождения сурьмы (жила Эдена) и Киртишо, отдельные жилы Цанского и Чорохского арсенопиритовых месторождений, Амтхельское и Джандарчайское свинцово-цинковое месторождение (Г. А. Твалчрелидзе, 1961). По упомянутому автору, наиболее убедительным примером благоприятной роли гранитоидов, как вмещающих пород, являются Згидское и Садонское месторождения Северного Кавказа, где совпадение трех факторов—вмещающей среды, трещинных структур и постмагматической гидротермальной деятельности—обусловило формирование крупных рудных скоплений.

В гранитоидах залегают молибденовые месторождения Армении (Каджаран, Агарак, Достакерт) и Грузии (Кароби, Мамули).

Контактовые роговики, окаймляющие выход Цанского массива гранодиорита, вмещают большинство арсенопиритовых жил этого крупного месторождения. Роговики и скарны, развитые на периферии Кодманского интрузива (Триалетия), вмещают залежи магнетита Дзамского месторождения, а метаморфические роговики—большинство жил Зопхитского месторождения (Г. А. Твалчрелидзе).

Довольно большое количество рудопроявлений приурочено к дайкам изверженных пород; ими на всем протяжении контролируется медно-пирротиновый комплекс. Месторождения приурочены к контактам даек или разломам, которыми в свое время воспользовались дайки; но в тела самих даек оруденение обычно проникает слабо. Таким образом, дайки являлись лишь путями для проникновения рудоносных терм, чем и обусловлена их рудоконтролирующая роль.

Породами, малоблагоприятными для оруденения, являются филлиты нижнего палеозоя и глинистые сланцы нижней юры. Рудные зоны в этих образованиях нигде не содержат богатого оруденения.

Глинистые сланцы и песчаники нижней юры, протягивающиеся вдоль склонов Главного хребта, являются менее благоприятной для оруденения вмещающей средой. По Г. А. Твалчрелидзе (1961), здесь местами заслуживают внимания лишь месторождения редких металлов—ртути, вольфрама и частично сурьмы с невысоким содержанием в них металлов и незначительными запасами. Проявления полиметал-

лического оруденения этой зоны обычно оказываются непромышленными.

К сланцам южного склона приурочен ряд интересных месторождений редких металлов (Ноцара, Сагеби, Санарцхия и др.), отличающихся очень сложной формой и небольшими размерами рудных тел. Месторождения же, залегающие в этом районе в иных вмещающих породах, например в плотных роговиках или гранитах, достигают значительных размеров (Г. А. Твалчрелидзе, 1961).

Локализация ртутного оруденения той же полосы подчиняется, по упомянутому автору, главным образом двум внешним факторам: наличию крупных разломов и присутствию песчаников. Первые способствуют концентрации рудообразующих растворов, а вторые благоприятны для их проникновения и отложения рудных минералов. Поэтому в пределах ртутной полосы наибольшие концентрации киновари сосредоточены в пачках песчаников.

Из многочисленных свинцово-цинковых проявлений в глинистых сланцах наиболее значительным считается Кадам-Какаурская группа. На участках этой группы четко выражены очень крупные разломы; большого масштаба здесь достигает гидротермальное изменение пород, но, несмотря на это, оруденение значительно беднее, чем в аналогичных соседних месторождениях, залегающих в гранитах.

Указанные факты свидетельствуют о малой перспективности сланцевых толщ в отношении полиметаллов; это обусловлено, по всей видимости, физическими свойствами сланцев, склонных реагировать на давление деформацией изгиба, но не разрыва (Г. А. Твалчрелидзе, 1961).

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ОРУДЕНЕНИЯ

В заключение охарактеризуем вкратце металлический состав оруденения и остановимся на особенностях Кавказской металлографической провинции с этой точки зрения.

Изучение вещественного состава руд Кавказа производилось многочисленными исследователями в разное время, как попутно с их разведкой, так и при специальных тематических исследованиях. Часть этого богатого материала обобщена в работах Г. А. Твалчрелидзе, И. Г. Магакьяна, И. Н. Ситковского, С. С. Мкртчяна, М. А. Кашкая, Г. М. Заридзе и др.

Выделено много минералогических типов руд (несколько десятков), однако лишь немногие из них слагают средние и крупные месторождения. Главнейшими типами являются: 1—магнетитовые скарны; 2—медно-молибденовые; 3—медноколчеданные руды с Au, Ag; 4—медно-пирротиновые руды с Co, Pb, Zn; 5—колломорфные галенит-сфалеритовые руды с Cd, Ag, Ca; 6—барито-полиметаллические руды с Au, Ag; 7—баритовые руды с кальцитом и пиритом; 8—реальгар-аурипигментовые руды с Hg, Sb; 9—кварцево-арсенопиритовые руды с Sn, Cu W, Zn, Pb, Au; 10—киноварные руды с As, Sb.

Минералогические типы руд Грузии Г. А. Твалчрелидзе (1961) объединяет в девять генетических типов:

1—проявления магнетита магматического типа;

2—проявления пегматитового типа;

3—месторождения магнетита скарнового (контактово-метасоматического) типа;

4—месторождения и проявления арсенопирита и редких металлов гидротермального высоко-среднетемпературного типа;

5—месторождения и проявления полиметаллов гидротермального средне-низкотемпературного типа;

6—месторождения барита и свинца гидротермального низкотемпературного типа;

7—месторождения колчеданной формации гидротермального близповерхностного типа;

8—проявления свинца, цинка и ртути телетермального типа;

9—проявления вторичных железных и свинцовых минералов инфильтрационного типа.

Среди колчеданных месторождений Малого Кавказа по вещественному составу можно выделить три главных подтипа: 1—серноколчеданные месторождения (Чираги-дзор, Тоганалы, Тандзут, Чибухлы); 2—медные и медно-цинковые (Шамлуг, Алаверди, Кедабек, Ленинская группа Кафана); 3—полиметаллические и баритово-полиметаллические (Ахтала, Маднеули, Шаумянская группа Кафана). Изредка в составе колчеданной формации Малого Кавказа встречаются пирит-халькопирит-энаргитовые месторождения, примером которых являются отдельные залежи Кафанского рудного поля и Битти-Булахское рудопроявление в Кедабекском рудном районе.

Все колчеданные месторождения приурочены к гидротермально измененным породам.

Специфической особенностью ряда колчеданных, главным образом медных и медно-цинковых, месторождений Малого Кавказа (Алаверди, Шамлуг, Кафан) являются интенсивные проявления низкотемпературного сульфатного метасоматоза в виде скоплений гипса или же ангидрита. Проявление последнего завершает гидротермальный этап формирования рудных месторождений (К. А. Карамян и А. С. Фарамазян, 1959).

Таким образом, геохимически в месторождениях и рудопроявлениях Кавказа устанавливается присутствие почти всех главных металлов и многих редких. Однако в более или менее заметных концентрациях наблюдаются лишь следующие металлы: Fe (в виде железных руд и пирита), Cu, Zn, Pb, As, Mo, Co, Al, Cr, Mn, Au; другие образуют лишь незначительные или ничтожные примеси к рудам предыдущих металлов.

Металлов, образующих промышленные и особенно разрабатываемые месторождения, еще меньше; промышленное значение доказано для Fe, Cu, Zn, Pb, Mo, As, Al, Cr, Au.

Характерными для всей рассматриваемой области, наиболее распространенными и образующими наиболее крупные промышленные концентрации металлами являются железо и медь (в виде магнетита и медного колчедана).

Цинк и свинец, хотя и широко распространенные, играют по сравнению с первыми двумя сильно подчиненную роль; промышленное месторождение их (в сочетании с медью) известно пока только одно (Зангезур).

Из менее обычных металлов наиболее характерными для Кавказа являются молибден и мышьяк. Оба они встречаются в месторождениях различных генетических и морфологических типов, хотя присутствуют иногда в ничтожных количествах. Молибденит встречен в пегматитовых и высокотемпературных кварцевых жилах, в месторождениях порфировых медных руд, в контактово-метаморфических и даже в эпитермальных мышьяковых, мышьяк—в самостоятельных эпитермальных (реальгар, аурипигмент), в мезотермальных полиметаллических и медных (обычно в виде теннантита, изредка в виде арсенопирита и энаргита). Мало характерными (в виду их универсального распространения), довольно распространенными в виде ничтожных примесей в рудах являются золото (в медных), серебро и кадмий (в свинцово-цин-

ковых). В молибденовых рудах практический интерес имеет рений. Интересно отметить, что ренневые минералы установлены в Битти-Булахском месторождении энаргитовых руд

Таким образом, характер Кавказской третичной металлогении определяется следующими четырьмя металлами—железом, медью, молибденом и мышьяком. Очевидно, эти четыре металла характерны для самой гранодиоритовой магмы интрузий альпийского цикла. С другой стороны, характерным отрицательным признаком кавказского оруденения является отсутствие (или чрезвычайно низкая концентрация) олова, вольфрама, висмута, ртути и редкоземельных металлов. Это, вероятно, объясняется малым развитием на Кавказе наиболее кислых магматических дифференциатов—гранитов и пегматитов.

Металлический состав мезозойских месторождений, как мы видели на единственном их примере, отличается лишь отсутствием молибдена (золото, серебро и кадмий есть в сфалерите, а мышьяк—в теннантите).

Из нерудных минералов для альпийских интрузий и сопровождающих их образований Закавказья характерны (кроме обычных породообразующих) апатит, турмалин, сфен, а для жильных образований—барит (кроме обычных кварца и кальцита), характерно также отсутствие флюорита и родохрозита, обычных во многих рудоносных провинциях, например, Кордильерской в Северной Америке.

Металлографическая провинция Южного Закавказья отличается от таковой Главного Кавказского хребта подчиненной ролью цинка и свинца, преобладающими там над медью и железом, и значительно меньшим развитием редкометалльного оруденения (Sn, W, Bi, Hg, Nb, Ta).

Молибден и мышьяк являются металлами, характерными для всего Кавказа в целом.

Металлографическая провинция Закавказья или шире—всего Кавказа, если учесть сделанные только что замечания, является довольно своеобразной и отличается от всех остальных провинций СССР, как более древних, так и одновозрастных (Средняя Азия, Дальний Восток).

Из провинций других частей земного шара она, при целом ряде отличий, имеет наибольшее сходство с соседней провинцией Балканского полуострова и Восточных Альп и едва ли не еще большее с провинцией Кордильер Северной Америки (при меньшем масштабе оруденения).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выше, в конце разных разделов, делались соответствующие выводы, поэтому ниже мы ограничимся следующим.

1. Территория Кавказа отличается сложностью геологического строения, многообразием геоморфологических форм и длительной историей формирования рельефа. Это грандиозное горное сооружение делится на две крупные морфологические единицы—Большой Кавказ и Малый Кавказ, между которыми располагается Рионо-Куринская депрессия (межгорный прогиб). Малый Кавказ входит в систему горных хребтов северной части Малой Азии, а Большой Кавказ является изолированным, отделяясь от Русской платформы обширной Северо-Кавказской равниной (эпигерцинской платформой).

Одной из основных причин специфики формирования этих двух геотектонических единиц Кавказа является различная их стабильность, обусловленная близким залеганием на Малом Кавказе древнего (допалеозойского) субстрата.

Основные черты структуры Кавказа наметились в конце юрского—начале мелового времени (см. рис. 4); окончательно она определилась в палеогеновое время. С миоцена до постплиоцена здесь происходят только поднятия на фоне кратковременных остановок и опусканий.

2. В тектоническом отношении Кавказ представляет сложную систему разновозрастных складок в общем северо-западного (общекавказского) простирания, разбитых продольными (и диагональными) разрывами на вытянутые в указанном направлении глыбы (блоки), представляющие тектонические зоны разного порядка. Наличие поперечных (перекрещивающихся) структур нами отрицается.

Блоки сложены разнообразными слоистыми осадками различного состава (фациального) и мощности; подлежат им обычно интенсивно дислоцированные участки жесткого древнего субстрата, представленного метаморфическими и кристаллическими породами. Эти участки субстрата (глыбы, блоки расколотой платформы) предопределили с начала их возникновения дальнейшую историю геологического развития области. Они (глыбы) то опускались, то поднимались вдоль ограничивающих их разломов, чем обусловлено различие в накапливавшихся на них осадках.

3. Проявления вулканизма на Кавказе протекали как в эффузивной, так и в интрузивной форме в течение всей его геологической истории—от протерозоя до вюрма включительно. Приурочены они были, однако, лишь к определенным тектоническим зонам и протекали в разные периоды в различных масштабах, причем количество интрузивных циклов меньше эффузивных. Масштаб эффузивного вулканизма с течением времени прогрессивно уменьшался; обычно его проявления являлись неотъемлемой частью седиментационного цикла, чем точно обосновывается возраст соответствующих вулканогенных образований.

Интрузивные циклы вулканизма обычно венчают определенный магматический цикл и связаны с соответствующими орогеническими фазами.

На всем протяжении времени, от докембрия до постплиоцена включительно, магма неуклонно эволюционировала в одном направлении — в сторону большей щелочности, оставаясь в основном щелочно-земельной (см. рис. 41). Средний состав магмы Кавказа отвечает диориту.

Образование гранитов в составе разновозрастных естественных ассоциаций горных пород связано главным образом с кристаллизацией их из магмы. Явления гранитизации имеют, видимо, сугубо подчиненное значение по сравнению с магматическими процессами.

4. Металлогеническое оруденение Кавказа связано с гранитоидами, эффузивные породы являются местами лишь благоприятным вместилищем руд (кислые породы спилито-кератофировой формации и др.).

Роль различных интрузий в металлогении района неодинакова. С течением времени менялся не только состав, но и форма интрузий. Обычно после крупной орогенической фазы, сопровождающейся внедрением комплекса интрузивных пород, она консолидируется и на следующие пликативные дислокации может реагировать лишь разрывными нарушениями, приуроченными большей частью к границам (швам) зон.

Отсутствие крупных интрузий (подобной Мегринской) раннемиоценового времени на Большом Кавказе может быть объяснено тем обстоятельством, что указанная область к этому времени была уже достаточно консолидирована. Поэтому в результате орогенической фазы в субстрате возникали лишь разломы, вдоль которых группировались мелкие («малые») интрузии.

5. Постпротерозойская история геологического развития горных сооружений Большого и Малого Кавказа была различна, их геосинклинали развивались в разных условиях; их геотектонические и магматические циклы на отдельных этапах часто не совпадали во времени, особенно в палеозое и мезозое (см. рис. 3 и 4).

Эволюция геологического развития Кавказа была направлена в сторону индивидуализации все более мелких структурных единиц, каждая из которых проявляла тенденции самостоятельного развития; обусловлено это было различным положением и движением блоков, на которые был разбит протерозойский кристаллический субстрат.

Антиклинорий Большого Кавказа отчетливо погружается как к северо-западу, так и к юго-востоку, периклинально опоясываясь неогеновыми образованиями. Продолжением его к западу, кулисообразно смещенным, является Крым; юго-восточное его продолжение следует искать в Копет-даге.

Антиклинорий Малого Кавказа столь же отчетливо замыкается на юго-востоке по правобережью р. Аракс; его юго-восточным продолжением, кулисообразно смещенным, является Талыш, переходящий далее в цепи Эльбурса. На западе антиклинорий Малого Кавказа не замыкается; все выделенные в нем тектонические зоны непосредственно переходят в Анатолию и далее на Балканы.

Главнейший тектонический элемент Малого Кавказа—Севанский надвиг (поддвиг) прослеживается через всю Анатолию, отвечая там так называемому «пафлагонскому рубцу» Э. Новака; далее к северо-западу, кулисообразно смещаясь, он сочленяется с Вардарским разломом Югославии. Интересно подчеркнуть, что на всем этом протяжении (2000 *км*) он является северной границей развития ультраосновных пород третичного возраста.

6. Магматические циклы обычно «стартуют» основными породами и заканчиваются кислыми и ультракислыми (если цикл доходит до конца и не сопровождается тектоническими подвижками). Однозначные стадии различных магматических циклов Кавказа выражены сходными магматическими формациями.

Процессы рудообразования приурочены к определенным моментам истории геологического формирования области—связаны со складчатыми и постскладчатыми стадиями.

В складчатую фазу интрузивного магматического цикла происходит внедрение комплекса ультраосновных и основных пород, проникающих по разломам, сопровождающим складчатость. С ними связана хромитовая и титаномагнетитовая формации, относящиеся к магматическому типу месторождений.

В постскладчатую стадию происходит формирование интрузий средней основности и кислых, требующих для своего становления длительное время (проплавление, ассимиляция, дифференциация).

С ними генетически связано преобладающее количество гидротермальных месторождений редкометалльной, полиметаллической, свинцово-цинковой, полиметаллически-баритовой, медно-серноколчеданной и других формаций.

Часто они образуют рудные узлы и рудные пояса, вытягивающиеся на сотни километров.

7. Преобладающее количество рудных месторождений Кавказа локально, а также генетически тесно связано с различными по возрасту, составу и фациям глубинности интрузивными породами.

Все рудопроявления, как это видно из детальных геологических карт, концентрируются или внутри крупных (типа батолитов и штоков) металлоносных интрузий, или же располагаются в их экзоконтактовой зоне, подчеркивая, таким образом, несомненную генетическую связь всех рудопроявлений Кавказа именно с металлоносными интрузивными комплексами.

Месторождения, обладающие прямой генетической связью с конкретными интрузивными массивами, представлены пегматитовыми, арсенопирит-редкометалльными, магнетитовыми и хромитовыми рудопроявлениями.

Парагенетическая связь оруденения с магматическими проявлениями предположительно устанавливается для большинства жильных месторождений редких и цветных металлов. Отсутствие видимой связи с магматическими породами характерно для телетермальных свинцово-цинковых и ртутных месторождений (Г. А. Твалчрелидзе, 1961).

8. В процессе формирования Кавказской геосинклинальной области в палеозое индивидуализировались два главных складчатых горных сооружения—Большой Кавказ и Малый Кавказ. Каждое из них в дальнейшем было расчленено на ряд самостоятельных структурно-фациальных зон (см. рис. 2). Часть этих зон, в которых известны либо предполагаются проявления эндогенной минерализации, выделяется в качестве металлогенических (см. рис. 44).

В основе металлогенического районирования лежит тектоническое районирование и естественно, что рудные пояса совпадают с крупными одноименными структурными зонами, а рудные районы отвечают частям этих зон—тектоно-магматическим комплексам.

Металлогенические зоны характеризуются преимущественным развитием рудных проявлений определенных стадий металлогенических эпох, что обусловливает металлогеническую специализацию отдельных зон.

Некоторые исследователи указывают на генетическую связь колчеданного оруденения на Малом Кавказе с экструзивной фазой кварцевых порфиритов и кератофиров и развивают мысль о колчеданной специализации кислой магмы. Эта концепция на основании данных детальных съемок и разведочного бурения себя не оправдала.

9. Для Большого Кавказа специфичен относительно большой диапазон возраста месторождений, а для Малого—преимущественное развитие месторождений палеогенового возраста (позднеэоценового и раннемиоценового). С последними связано большинство промышленно-важных рудных месторождений Кавказа.

В раннемиоценовую металлогеническую эпоху произошло формирование главной массы гранодиоритовых интрузий Кавказа со всем сопровождавшим их главным и разнообразным оруденением (Fe, Cu, Zn, Pb, Au, Ag, As, Sb и др.).

К этой фазе относятся все главные промышленные месторождения железа, меди, цинка, пирита и мышьяка и, кроме того, большое число мелких медных и полиметаллических месторождений, разбросанных по разным районам Кавказа.

10. В настоящее время накопленные факты подтверждают специфичность третичного магматизма Кавказа. Для него характерны повышенная щелочность гранитоидных пород и эффузивов трахитового типа. Далее выявлено, что для гранитоидов, в основном натриевых, из магматических комплексов, включающих на ранних этапах формирования офиолитовую серию пород, характерен парагенезис тория, цериевой группы редких земель и стронция. В то же время для производных, связанных с интрузиями гранитов, существенно калиевых, характерен парагенезис урана, иттриевой группы редких земель и резкое преобладание бария над стронцием.

Для пород «лейкократового комплекса» Тырныаузского рудного узла получены данные о повышенном среднем содержании молибдена, против среднего его содержания во многих других гранитах (разного возраста) в 40 раз. С этой фацией эльджуртинских гранитов, связано уникальное месторождение молибденовых и вольфрамовых руд.

Отчетливо устанавливается приуроченность минералообразования к интрузиям определенного состава (например, хромиты связаны с дунитами, магнетит-апатитовые руды с сиенито-диоритами, титано-магнетитовые—с габбро-пироксенитами, медно-молибденовые—с гранитами и гранодиоритами, колчеданные—с кварцевыми диоритами, гранодиоритами и гранитами).

Эта связь, видимо, обусловлена дифференциацией магматического очага, которая сопровождалась концентрацией на глубине тех или иных металлов в соответствующем дифференциате. Внедрение и застывание отдельных дифференциатов приводило к тесной локальной (и генетической) связи определенных металлов с определенными по составу интрузивными породами.

Полифазно выраженные третичные гранитоидные интрузии, судя по наиболее обширному (850 $км^2$) для М. Кавказа Мегринскому плутону, основную свою рудную минерализацию несут в наиболее поздние этапы интрузивной деятельности, а именно—в связи с крайними отщеплениями магматического очага: граносиенит-порфиров и гранит-порфиров, внедренных в верхнеолигоценово-нижнемиоценовую эпоху.

11. При не всегда ясной приуроченности в распространении оруденения (как и интрузий) к сводам главных антиклиналей отчетливо намечается связь его с линиями крупных дизъюнктивных нарушений (надвигов, зон разлома), особенно к оперяющим их второстепенным сбросам.

К благоприятным для оруденения породам относятся гранитоиды и вулканогенные свиты различного состава и возраста. К менее благоприятным породам принадлежат известняки и дайки изверженных пород. Малоблагоприятными вмещающими породами являются глинистые сланцы и филлиты.

Промышленная концентрация руд нередко приурочена к зонам брекчированных пород, к межформационным подвижкам между различными породами, а также к контактовым зонам небольших куполов и даек гранитоидов. Большое значение имеют в ряде случаев покрышки непроницаемых пород—экраны («кедабекский» тип месторождений).

Рудовмещающими для семейств магматических руд являются материнские интрузивные породы, для контактовых руд—карбонатные породы в зонах контакта с металлоносными интрузиями.

12. Вещественный состав рудных месторождений Кавказа отличается большим разнообразием. Всего выделяется свыше 20 минералогических типов руд, образующих около 10 генетических типов месторождений. Крупное промышленное значение имеют семейства медно-молибденовых и колчеданных руд.

Геохимически в месторождениях и рудопроявлениях Кавказа установлено присутствие почти всех главных металлов, но промышленное значение доказано только для Cu, Zn, Pb, Fe, Mo, As, Al, Cr.

Ведущими полезными ископаемыми являются железо, медь, молибден и полиметаллы.

13. На многих рудных месторождениях Кавказа доказывается наличие зонального размещения эндогенного оруденения в пространстве, что находится в соответствии с «пульсационной теорией» С. С. Смирнова (1937). Отчетливо проявилась горизонтальная минералогическая зональность в оруденении Алавердской и Кафанской групп Армении (Б. С. Вартапетян, 1965).

14. Следуя неравномерному распределению интрузий по территории Кавказа, месторождения группируются в ряд рудоносных районов различного практического значения. В Малом Кавказе промышленно важными являются два района с медным и отчасти железным оруденением в северной полосе Сомхетско-Ганджинской тектонической зоны (Алавердский и Кировабадский) и один район в южной части складчатой зоны Армении (Зангезурский) с преимущественно медно-молибденовым оруденением.

В Большом Кавказе наиболее известными рудными районами являются: Садонский, Тырныаузский, Урупский, Рачинско-Теплинский пояс и др.

Достаточно ясно намечается генетическая связь оруденения с сильнее дифференцированными кислыми породами.

15. На Малом Кавказе наиболее распространенными и образующими наиболее крупные промышленные концентрации металлами являются железо и медь (в виде магнетита и халькопирита), а из более редких—молибден и мышьяк.

Отличием от оруденения области Большого Кавказа является подчиненная роль цинка и свинца, а также меньшее развитие редкометалльного оруденения (олово, вольфрам, висмут, сурьма).

Ряд элементов, как, например, бериллий, ниобий, тантал (возможно и литий), характерен главным образом только для древних интрузий.

Некоторые элементы (ртуть, вольфрам, селен, теллур, индий, рений, кобальт, вероятно, сурьма) связаны почти исключительно с молодыми интрузиями.

Процессы рудообразования всех возрастов были сложными, происходили они в несколько этапов, причем в ряде пунктов имело место наложение (телескопирование) одних элементов на другие. Этот сложный характер рудонакопления обусловлен сложностью процесса магматической деятельности (в широком смысле слова) как в древних, так и молодых интрузиях.

16. В региональном размещении ртутного оруденения на Большом Кавказе устанавливается интересная закономерность: проявления ртути констатированы на огромном протяжении (около 900 *км*), приурочены они к трещинным структурам, причем возраст их поднимается до верхов мела (во всяком случае)—в областях погружения Большого Кавказа на СЗ и ЮВ. Наряду с этими нельзя отрицать и наличие месторождений ртути верхнепалеозойского возраста. Для поисков новых месторождений следует широко применять геохимические методы.

17. Металлогеническое районирование позволяет сделать ряд рекомендаций по дальнейшим поискам и разведкам месторождений полезных ископаемых.

В пределах глыбово-складчатой зоны Главного хребта заслуживает дальнейшего изучения редкометалльная, полиметаллическая и медно-молибденовая рудные формации.

В зоне центрального поднятия Главного хребта необходимо продолжить изучение редких металлов как древнего, так и позднейших периодов образования.

В северной части зоны южного склона целесообразно произвести дальнейшие исследования мышьяково-редкометалльной формации, а в юго-западной ее части—полиметаллически-баритовой.

Все еще в достаточной степени не изучена северо-осетинская группа месторождений, слагающих рудные пояса—мышьяково-медный, медно-пирротиновый, полиметаллический и сурьмяный, выявленные в свое время Л. А. Варданянцем (1932).

Исключительный интерес представляет восточная часть зоны Главного хребта и южного его склона в связи с выявившимися за последние годы хорошо обоснованными новыми данными (Эдилашвили, Бунин и др.) по интрузивным образованиям этой области. Сюда, несомненно, продолжается пояс интрузий теплинского типа со всем присущим ему комплексом рудных формаций. С этими молодыми интрузиями, а не с юрскими диабазовыми дайками, следует связывать отчетливо намечающиеся рудные пояса—медно-пирротиновый, полиметаллический и др., приуроченные к региональным разломам. Последние кулисообразно смещаются, почему соответственно смещаются и рудные пояса, чем нарушается их линейная закономерность.

В Аджаро-Триалетской зоне следует усилить поиски полиметаллических месторождений, для которых имеются благоприятные геологические предпосылки.

В Сомхетско-Карабахской зоне следует продолжить исследования колчеданной формации. Здесь же целесообразно провести дальнейшее изучение проявлений полиметаллической рудной формации.

В северной части Армянской тектонической зоны следует продолжить детальные исследования гипербазитового пояса в связи с хромитовым и вновь выявленным там золото-сурьмяно-мышьяковым рудным поясом.

В южной части Кафанского района необходимо детальное исследование обширной площади (свыше 3 $км^2$) гидротермально-измененных пород в связи с наличием в них медного и золотого оруденения.

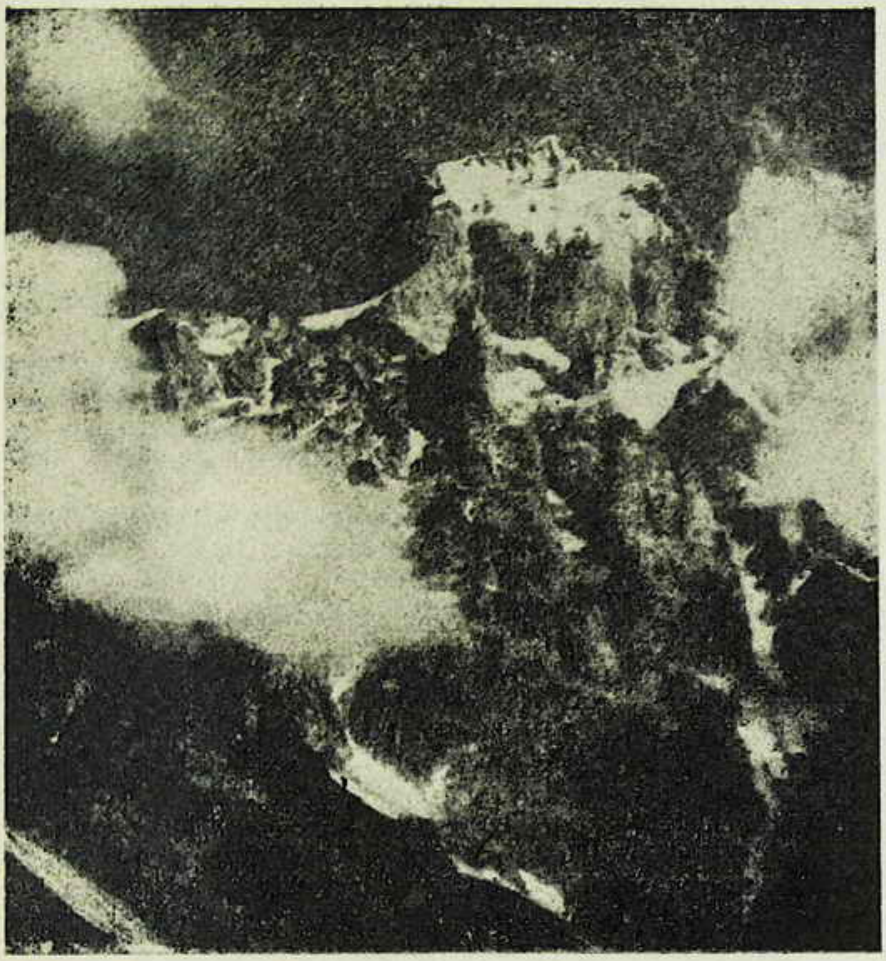
В Нахичеванской зоне следует продолжать детальное изучение уникального Мегринского плутона с его богатейшим разнообразным оруденением.

18. Следует подчеркнуть, что хотя Кавказ и является довольно хорошо изученным в петрографическом отношении, но требуется еще большая работа над уточнением многих специальных вопросов петрологии и детализацией различных интрузивов и эффузивов для выделе-

ния, главным образом, их фаций и выяснения их взаимоотношений, возраста и роли в металлогении области.

19. Кавказ таит в своих недрах богатейшие запасы рудных полезных ископаемых; необходимо правильно организовать поиски скрытых («слепых») месторождений. Выявленная на месторождениях Кавказа вертикальная зональность дает полное основание разведывать месторождения на бо́льшие глубины (экономически выгодные). К сожалению, пока имеется мало данных для суждения о глубинном строении (специфическом) Большого Кавказа. Приходится сожалеть, что в свое время (1914) не был осуществлен проект туннеля для кавказской перевальной железной дороги (Орджоникидзе—Тбилиси), а также Рокский; материалы проходки имели бы исключительное геологическое значение. На Малом Кавказе в настоящее время пробивается туннель длиною около 40 *км* под Варденисским (Южносеванским) хребтом (Армения) для переброски вод верховьев р. Арпа в озеро Севан. Эти материалы будут весьма ценными для многих вопросов геологии Малого Кавказа.

20. Резюмируя, можно констатировать, что на Кавказе должен начаться новый этап еще более детальных разнообразных исследований, связанных с претворением в жизнь новых народнохозяйственных проблем. Нет сомнения, что испытанный коллектив кавказских геологов успешно их осуществит.



Г. Ушба (4710 м), южная вершина

Фото К. П. Паффенгольца, 1969

ЛИТЕРАТУРА

Абакелия М. С. Проблема геологической интерпретации регионального гравитационного поля Закавказской низменности. Труды Ин-та геофизики АН Груз. ССР, т. 14, 1955.

Абакелия М. С. Проблема выклинивания гранитного слоя в Закавказье. Сб.: «Глубинное строение Кавказа». стр. 92—96, М., 1966.

Абдуллаев Р. Н. и др. Основные черты металлогении Азербайджана. «Советская геология», № 46, 1958.

Абдуллаев Р. Н. Мезозойский вулканизм Северо-Восточной части Малого Кавказа. (Общегеологические вопросы и вулканические циклы). АН Азерб. ССР, Институт геологии им. акад. И. М. Губкина. Баку, 1963.

Абдуллаев Р. Н. Петрологические и металлогенические особенности мезозойского вулканизма Малого Кавказа (Азербайджан). АН Азерб. ССР, Инст. геологии. Баку, 1965.

Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. Госгеолтехиздат, 1954. Рецензии: 1— Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1951; 2— **Н. П. Васильковского**—Изв. АН СССР, сер. геолог., № 2, 1955; 3—**Н. Д. Ушакова**—Изв. АН СССР, сер. геолог., № 3, 1955.

Абих Г. Объяснение геологического разреза северной покатости Кавказского кряжа от Эльбруса до Бештау (ЮЮЗ—ССВ). Перевод Ад. Бержа. В кн.: «Кавказский календарь на 1853»; отд. 4, стр. 440—471. Тифлис, 1852.

Абовян С. Б. Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья озера Севан. Изд-во АН Арм. ССР, 1961.

Абовян С. Б., Багдасарян Г. П., Казарян Г. А. и др. Химические составы изверженных и метаморфических горных пород Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР. Ереван, 1962.

Авдонин В. В. Новые данные о строении Казбекского диабазового пояса. Советская геология, № 1, 1964.

Агабеков М. Г. О некоторых закономерностях в расположении грязевых вулканов Нижне-Куринской депрессии. Докл. АН Азерб. ССР, т. II, № 2, 1946.

Агабеков М. Г. и **Султанов К. М.** К вопросу о тектонике неогеновых отложений западного Азербайджана (сообщение III). Изв. АН Азерб. ССР, 1954, № 1, стр. 43—50.

Агабеков М. Г. О мнимой роли диапиризма в тектонике Юго-восточного Кавказа (по поводу статьи В. Е. Хаина и И. П. Жабрева). Изв. АН Азерб. ССР, № 2, 1956.

Агабеков М. Г. и **Ахмедбейли Ф. С.** К вопросу изучения неотектоники в Азербайджане. Изв. АН Азерб. ССР, № 7, 1956.

Агалин Г. П. Краткий геологический очерк Центральной части Большого Кавказа. Изв. Геол. ком., т. 48, № 4, 1929.

Агалин Г. П. Некоторые данные о неоинтрузиях Северо-западного Кавказа. «Геология на фронте индустриализации», № 11—12, Ростов-Дон, 1935.

Агалин Г. П. Палеозойские отложения Сванетии и их значение при выборе створа плотины в верховьях р. Ингури. Труды Ленгидропроекта, сборн. 7, Л., 1968.

Агалин Г. А. К вопросу о возрасте кристаллических пород Главного Кавказского хребта. Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле, № 6, 1969.

Агамалян В. А. Региональный диафторез в Арзаканском кристаллическом массиве Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1968.

Агамалян В. А. О выделении свиты аполипаритовых порфироидов в Арзаканском кристаллическом массиве (Армянская ССР), Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXI, № 5, 1968.

Адамян А. А. Неогеновые и четвертичные эффузивные породы Приереванского района. Изв. АН Арм. ССР, геол. и географ. науки, т. XIV, № 6, 1961.

Адамян А. И. Петрография щелочных пород Мегринского р-на Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1955.

Адамян А. И., Мкртчян К. А. Гарнасарская интрузия щелочных сиенитов в восточной части Халабского хребта (Арм. ССР). Труды Упр. геол. и охр. недр., № 2, Ереван, 1959.

Аджимамудов Э. Б. О связи гравитационного поля с тектонической зональностью Малого Кавказа. Докл. АН Арм. ССР, т. XXIV, № 4, 1957.

Ажгирей Г. Д. Участие древнего кристаллического фундамента в альпийской складчатости Центрального Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXVI (4), 1951.

Ажгирей Г. Д. Дискуссионные вопросы истории формирования тектонической структуры Большого Кавказа в мезо-кайнозое. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 28, № 4, 1953.

Ажгирей Г. Д. Проблема поисков скрытых свинцово-цинковых месторождений в Северной Осетии. Изв. высш. учеб. заведений, геол. и разведка, № 4, 1958.

Азарян Н. Р. О возрастном расчленении интрузивов Алавердского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, т. XIV, № 3, 1961.

Азизбеков Ш. А. Геология и петрография северо-восточной части Малого Кавказа. АН Азерб. ССР, Инст. геологии, Баку, 1947.

Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР. Госгеолтехиздат. М., 1961.

Азизбеков Ш. А. и **Кашкай М. А.** Лиственниты Закавказья. Изд-во Азерб. фил. АН СССР. Баку, 1939.

Азизбеков Ш. А. и **Раджабов М. Н.** Лампрофировые породы Азербайджана. Докл. АН Азерб. ССР, т. V, № 5, 1949.

Азизбеков Ш. А., Мустафабейли М. А., Малютин Р. С. О структуре и генезисе Гюмушлугского полиметаллического месторождения (Нахич. АССР). Докл. АН Азерб. ССР, т. 13, № 5, 1957.

Азизбеков Ш. А., Амирасланов А. А., Асланян А. Т. и др. Геология свинцово-цинковых месторождений Кавказа и закономерности их размещения. Госгеолтехиздат, 1962.

Азизбеков Ш. А., Магакьян И. Г., Твалчрелидзе Г. А., Харчук Л. П. Металлогения Кавказа. Сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Изд. АН СССР, 1964.

Азизбеков Ш. А. и **Багиров А. Э.** Строение и развитие Араксинской тектонической зоны. Сб.: «Глубинное строение земной коры», М., 1966.

Азизова Ш. А. Некоторые вопросы о связи грязевого вулканизма Бакинского архипелага с условиями осадконакопления и тектонического развития. Ученые записки Азерб. гос. ун-та, сер. геол.-геогр. наук, № 4, 1963.

Айзенберг М. А. Опыт интерпретации региональной гравитационной картины Грузии. Труды Ин-та геофизики АН Груз. ССР, т. 14, 1955.

Акопян В. Т., Казарян А. Г. Новые данные о метаморфических сланцах Базумского хребта в Армянской ССР. Докл. АН Арм. ССР, т. XXXIV, № 1, 1962.

Акопян Г. И. и **Оганесян Д. А.** Новые данные о возрасте вулканогенно-осадочных толщ Северной и Северо-восточной частей Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, т. XIV, № 6, 1961.

Акцессорные минералы изверженных пород. АН СССР, ИГЕМ. М., 1968.

Алексин А. Г., Цатуров А. И. Основные результаты опорного бурения по Терско-Кумской равнине. Тр. Всес. нефт. н.-и. геологоразвед. ин-та, вып. III, 1957.

Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). АН СССР, Инст. минер., геохимии и кристаллохимии редких элементов. М., 1963.

Амарян В. М. Амасийский габбро-перидотитовый массив. Труды Упр. геол. и охр. недр, № 2, Ереван, 1959.

Амирасланов А. А. Основные типы месторождений свинца и цинка. Госгеолтехиздат, 1957.

Антонов Б. А. О поверхностях выравнивания северо-восточных склонов Малого Кавказа. Докл. АН Азерб. ССР, т. 9, № 5, 1953.

Апресов С. М. О силах, образующих складчатость. Изв. АН Азерб. ССР, № 6, 1951.

Апресов С. М. Ответ на статью И. В. Кирилловой и А. А. Сорского «О гипотезе контракции, складкообразовании и пластическом течении вещества», Изв. АН Азерб. ССР, № 3, 1952.

Апресов С. М. О глубине складчатых систем и глубинных разломов. Бюлл. Моск. испыт. природы. Отд. геол., 32, № 4, 1957.

Апродов В. А. Структурно-геотектоническая классификация глубинных разломов. ВСЕГЕИ, Сб.: «Глубинные разломы», 1964.

Апродов В. А. Неотектоника, вулканические провинции и великие сейсмические пояса мира. М., 1965.

Аракелян Р. А. История геологического развития юго-западной части Армении в палеозойскую эру. Изв. АН Арм. ССР (сер. физ.-мат. наук), т. IV, № 2, 1951.

Аракелян Р. А. Стратиграфия палеозойских отложений юго-западной Армении и прилегающих частей Нахичеванской АССР. Изд-во АН Арм. ССР, 1952.

Аракелян Р. А. Стратиграфия древнего метаморфического комплекса Армении. Изв. АН Арм. ССР (сер. геол. и геогр.), № 5—6, 1957.

Аракелян Р. А. История нижнепалеозойского магматизма Армении. Зап. Арм. отд. Всес. минер. об-ва, вып. I, 1959.

Арапов Ю. А., Зорабян В. С. О нефелиновых щелочных сиенитах Восточной части Мегринского района. Изв. АрмФАНа, № 8. Ереван, 1942.

Архипов И. В., Муратов М. В., Постельников Е. С. Основные черты строения и истории развития альпийской геосинклинальной области. М. Г. К., XXII сесс., Доклады Советских геологов. М., 1964.

Асланян А. Т. О глубине формирования интрузивных комплексов Армении. Сборник научн. трудов Ерев. политех. ин-та (ЕрПИ), № 11, вып. 2, 1955.

Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван, Айпетрат, 1958.

Асланян А. Т. О внутренней температуре и химизме Земли. Изв. АН АрмССР, геолог. и геогр. науки, т. XVI, № 3, 1963.

Аствацатуров С. А. К вопросу о тектонике восточной части междуречья Куры и Иори (Закавказье). Докл. АН Азерб. ССР, т. 9, № 10, 1953.

Афанасьев Г. Д. Опыт сопоставления интрузивных комплексов некоторых областей СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1949.

Афанасьев Г. Д. Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа. Тр. ИГН АН СССР, вып. 69, серия петрогр. (№ 38), 1950.

Афанасьев Г. Д. О некоторых вопросах петрографии в связи с металлогеническими обобщениями. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1950.

Афанасьев Г. Д. Некоторые особенности развития магматизма Северо-Кавказской складчатой области. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1952.

Афанасьев Г. Д. К проблеме гранита. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1953.

Афанасьев Г. Д. Магматические комплексы и геологическое картирование. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1953.

Афанасьев Г. Д. и **Масуренков Ю. П.** О кайнозойском магматизме Центрального Кавказа. Докл. АН СССР, т. 105, № 3, 1955.

Афанасьев Г. Д. О кайнозойском магматизме Кавказа и о некоторых итогах определения абсолютного возраста кавказских пород К-Ar методом. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1957.

Афанасьев Г. Д. О некоторых геологических проблемах петрологии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1957.

Афанасьев Г. Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные

черты связанной с ними минерализации. Тр. ин-та геол. руд. месторожд., петрогр., минералог. и геохим. АН СССР, вып. 20, 1958.

Афанасьев Г. Д. и **Борсук А. М.** Новые данные о послеюрском магматизме северо-западного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1959.

Афанасьев Г. Д. Строение земной коры и некоторые проблемы петрографии. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1961.

Афанасьев Г. Д., Борисевич И. В., Шанин Л. Л. О геологической интерпретации радиологических данных по определению абсолютного возраста горных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1962.

Афанасьев Г. Д., Лупанова Н. П., Свиридов В. В. О девонском возрасте филлитовых сланцев бассейна реки Уруп (Северный Кавказ). Докл. АН СССР, т. 148, № 2, 1963.

Афанасьев Г. Д., Иванов И. Б., Шанин Л. Л. К-Ar—данные о новейшем гранитном магматизме. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1964.

Афанасьев Г. Д. и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летосчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. В книге: Доклады советских геологов (Междунар. геол. конгресс; 22 сессия). Пробл. 3. М., 1964.

Афанасьев Г. Д. Новые данные о соотношении земной коры и верхней мантии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1966.

Афанасьев Г. Д. Основные итоги изучения магматизма Большого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 7, 1967.

Афанасьев Г. Д. Проблема магматической геологии. Изв. АН СССР, серия геолог., № 11, 1967.

Баба-Заде В. М. и **Ситковский И. Н.** Основные черты металлогении центральной части Малого Кавказа (Азерб. ССР). Ученые записки Азерб. госуд. унив-та, серия геол.-географ., № 4, 1966.

Бабаджанян А. К. К вопросу об условиях формирования Газминского месторождения. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XIX, № 4, 1966.

Багдасарян Г. П. Тежсарский щелочной интрузив и полезные ископаемые Памбакского хребта. Ереван, 1951.

Багдасарян Г. П. Щелочные пегматиты Центральной Армении. Докл. АН Арм. ССР, т. XIX, № 4, 1954.

Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. и **Мнацаканян А. Х.** Новые данные к геохронологической шкале в абсолютном летосчислении по материалам Арм. ССР. Докл. АН Арм. ССР, т. 33, № 4, 1961.

Багдасарян Г. П. и **Гукасян Р. Х.** О возрасте палеозойских интрузий Армянской ССР, Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, т. XIV, № 4, 1961.

Багдасарян Г. П. и др. Итоги определения абсолютного возраста отдельных магматических комплексов Армянской ССР. В кн.: «Труды десятой сессии комиссии по определению абсолютн. возраста геол. формаций (5—10 июня 1961 г.)». М.—Л., 1962.

Багдасарян Г. П. Щелочные горные породы центральной части Армянской ССР. В кн.: «Вопросы вулканизма». М., 1962.

Багдасарян Г. П. Успехи петрографических исследований Армянской ССР. Сб.: «Из истории естествознания и тектоники», т. II. Издание АН Арм. ССР, 1962.

Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. и **Налбандян Э. М.** О возрасте колчеданного оруденения Алавердского рудоносного района Армянской ССР. Докл. АН Арм. ССР, т. XXXV, № 2, (1962).

Багдасарян Г. П., Абовян С. Б. и др. Основные черты интрузивного магматизма Армении. АН Арм. ССР, Труды ин-та геолог. наук., Ереван, 1963.

Баддингтон А. Формирование гранитных тел. Перевод с английского. М., 1963.

Балавадзе Б. К., Твалтвадзе Г. К., Шенгелая Г. Ш. и др. Геофизическое исследование земной коры и мантии в области Кавказа. «Геотектоника», № 3, 1966

Баласанян С. И. Опыт применения оптических подсчетов для петрохимических построений. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, т. X, № 5—6. 1957.

Баласанян С. И. Средние составы магматических пород Армении. АН СССР, Геохимия, № 3, 1959.

Баласанян С. И. Закономерности распределения акцессорных минералов и микроэлементов в гранитоидах Сомхето-Кафанской зоны. Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, т. XVI, № 1, 1963.

Баласанян С. И. К вопросу о происхождении гранитоидов (на примере Армянской ССР). Изв. АН Арм. ССР, Науки о земле, т. XIX, № 1—2, 1966.

Баласанян С. И. Основные черты магматизма Армении. Изд-во «МИТК». Ереван, 1967.

Балицкий В. С. и **Любофеев В. Н.** О находках самородной меди в верхнетретичных вулканогенах Нахичеванской АССР. Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, т. XIV, № 4, 1961.

Балуховский Н. Ф. Геологические циклы. АН СССР, ИГН., М., 1966.

Батюшкова И. В. Внутреннее строение Земли. Эволюция представлений. (Институт истории естествознания и техники), 1966.

Баранов И. Я. Гранодиориты верховьев Большой Лабы на Северном Кавказе. Учен. зап. Ростовского на-Дону университета, вып. 10, 1937.

Баранов И. Я., Масуренков Ю. П. О вероятности мезозойского возраста гранитоидов верховьев р. Белой. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1955.

Баранов Г. И. Некоторые особенности взаимостношений интрузии кварцевых диоритов хребта Чилик с породами верхней метаморфической свиты нижнего палеозоя. Труды по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, вып. IX, 1959.

Баранов И. Я., Свиридов В. В. Об интрузивных породах Урупских медноколчеданных месторождений на Северо-Западном Кавказе. Изв. высш. учебн. завед. «Геология и разведка», № 8, 1959.

Баранов Г. И. и **Чернов И. И.** Новые данные о строении Главного хребта Центрального Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 6, 1965.

Барканов И. В. Первичная зональность Мехманинского полиметаллического месторождения. Труды Азгеолбюро, № 1, 1936.

Барт Т. Геотермическая петрология. Изд. Иностр. лит., М., 1956.

Бачалдин В. И., Твалчрелидзе Г. А. Некоторые закономерности формирования и размещения рудных месторождений в вулканогенных породах (на примере Южной Грузии). Известия Высш. учебн. завед., геология и разведка, № 1, 1963.

Безбородько Н. И. Змеевиковый пояс, его хромистые руды и прилегающие породы в Майкопском округе Кубанской области. Изв. Донск. политехн. инст., 1913.

Беликов Б. Розенбергский кристаллический массив. Матер. по геол. и петр. СССР, т. III, 1936.

Беликов Б. П. Геолого-петрографическое и физико-механическое исследование Уллу-Камского гранита (Северный Кавказ). АН СССР. Труды ИГН, вып. 89, петрограф. серия (№ 28), М.—Л., 1948.

Белов А. А., Кропачев С. М., Розанов А. Ю. О возрасте метаморфических толщ Передового хребта Северного Кавказа. Изв. Высших учебн. завед., геология и разведка, № 1, 1963.

Белов А. А. Тектоническое развитие среднего сектора альпийской геосинклинальной области в полеозое (Кавказ и сопредельные страны). Карпато-Балканская геол. ассоциация, VII конгресс, ч. I, Геотектоника. София, 1965.

Белоусов В. В., Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования. Труды ЦНИГРИ, ч. I, вып. 108, 1938; ч. II, вып. 121, 1920; ч. III, вып. 126, 1939.

Белоусов В. В. О геологическом строении и развитии океанических впадин. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1955.

Белоусов В. В. Внутреннее строение и развитие Земли в свете геотектонических данных. Тр. Геофизич. ин-та АН СССР, № 26, 1955.

Белоусов В. В. Типы и происхождение складчатости. «Советская геология», № 1, 1958

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.

Белоусов В. В. Кавказ—один из первоочередных объектов для проведения комплексных исследований. Сб.: «Глубинное строение Кавказа». М., 1966.

Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Семенов А. И. Две гипотезы о генезисе полиметалличе-

ского оруденения на Алтае. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1954. Рецензии П. Ф. Иванкина и Н. Г. Щербы—Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1954.

Белянкин Д. С. О Дарьялском граните. В кн.: «Геологические исследования в области Перевальной ж. д. через Главный Кавказский хребет», СПб, 1914.

Белянкин Д. С. Новейшая Кавказская интрузия в бассейнах рр. Ардона и Уруха. Изв. Петроград. политехн. инст., т. 27, 1918.

Белянкин Д. С. К вопросу о неоинтрузиях Центрального Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1939.

Белянкин Д. С. и **Петров В. П.** Тешенито-камптонито-мончикитовые интрузии окрестностей гор. Ахалциха. АН СССР, Труды инст. геолог. наук, вып. 21, петрогр. серия (№ 7). М., 1940.

Белянкин Д. С. К вопросу о современном состоянии и перспективах учения о магмах и магматических горных породах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1947.

Белянкин Д. С. О проблеме гранитов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1954.

Белянкина Е .Д. Химико-минералогическое исследование кали-натриевых полевых шпатов Кавказа и Закавказья. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 175, петрограф. сер. (№ 43), 1953.

Беммелен Р. В. Современные направления в геотектонике в связи с геотектоническим положением Индийского архипелага. Переводы ЦГБ, № 13, Л., 1934.

Беммелен Р. В. Гравитационный тектогенез. Труды XVII МГК, т. II, М., 1939.

Беридзе М. А. Литология нижне- и среднеюрских отложений Верхней Рачи и связанные с ними диабазовые породы. АН Груз. ССР, Геол. инст., Тбилиси, 1966.

Бессонов И. И. Геолого-петрографический очерк области верховьев Б. и М. Зеленчуков и Карачая. Труды по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, сб. 1 и 2. Ростов н/Д., 1938.

Бессонов Ин. Ив. К вопросу о составе древнего субстрата Предкавказья. Докл. АН СССР, т. 110, № 3, 1956.

Бетехтин А. Г. и др. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. АН СССР, ИГН, М., 1953.

Бетехтин А. Г. К дискуссии по вопросу об осадочном происхождении некоторых месторождений свинца и цинка. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1954.

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В сб.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1955.

Бизнигаев А. Д. Платформенные складки Ставрополя, их типы и особенности. Акад. нефт. промышленности. Труды, вып. 11, 1955.

Бизнигаев А. Д. Основные черты геологического развития Ставропольского поднятия. Тр. Акад. нефт. пром-сти, вып. 3, 1956.

Билибин Ю. А. О генезисе щелочных пород. Зап. Всесоюзн. минерал. об-ва, ч. 69, вып. 2—3, 1940.

Билибин Ю. А. О геохимических типах орогенических зон. Rep. XVIII, Int. Geol. Congr 1948, p. II, London, 1950.

Билибин Ю. А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений. Зап. Всес. минералог. об-ва, ч. 80, № 2, 1951.

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, М., 1955.

Богатиков О. А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. (Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии). 1966.

Богачев В. В. Проблема долины реки Куры. Изв. Кавк. музея, т. VIII, Тифлис, 1915.

Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е. Об основных структурных элементах земной коры. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 38 (3), 1963.

Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. ОНТИ, М.—Л., 1934.

Боуэн Н. Л. Общая история магматической дифференциации в кратком изложении. Сб.: «Геология рудных месторождений Западных штатов США», гл. III. Перевод Н. И. Влодавца и А. В. Пэка. 1937.

Буадзе В. И. Условия формирования Худесского медноколчеданного месторождения (Северный Кавказ). Госгеолтехиздат, 1962, (Геол. сб. КИМС, № 2).

Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. Госторгеолнефтиздат, М., 1934.

Букия С. Г., Абамелик Е. М., Твалчрелидзе Г. А. Рудные пояса Абхазии. Труды КИМС, вып. VI (8), серия полезн. ископ., Тбилиси, 1965.

Булыго В. С. Девдоракское медное месторождение. Тр. Гл. геол.-разв. упр., вып. 15, 1930.

Бунин Г. Г. Рудоносность Горного Дагестана. АН Азерб. ССР, Инст. геологии АН СССР, Дагест. филиал. инст. геологии. Махачкала, 1962.

Бурштар М. С. Новые данные о строении фундамента восточного Предкавказья и смежных районов. Бюлл. москв. о-ва испыт. природы, сер. геол., 32, № 3, 1957.

Бурштар М. С., Толмачевский А. А. Новые данные о глубинном строении Араратской котловины в Армянской ССР. Докл. АН СССР, т. 165, № 5. 1965.

Бызова С. Л. Глубинный разлом на северо-западе Центрального Кавказа. Тр. Кавказской экспедиции ВАГТ и МГУ, т. 3, М., 1962.

Быковская Е. В. Вулканические и вулканоплутонические формации. АН СССР, Сибирское отделение. Институт вулканологии. М., 1966.

Вайнштейн Э. Е. и Тугаринов А. И. О закономерностях в распределении редких земель в некоторых минералах. «Геохимия», № 2, 1958.

Ванюшин С. С., Лейе Ю. А., Малхасян Э. Г. Кафанское медное месторождение (Геологическое строение и перспективы). Кавк. научно-техн. об-во цветн. металлургии. Ереван, 1957.

Варданянц Л. А. Опыт металлогенической характеристики Центрального Кавказа. Труды Главн. геол.-разв. упр., вып. 22, Л., 1931.

Варданянц Л. А. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. Труды ЦНИГРИ, в. 25, 1935.

Варданянц Л. А. Материалы по петрографии Северо-Западного Кавказа (бассейны рек Белой, Сочи, Мзымты, Большой и Малой Лабы). Труды Азово-Черном. геол. треста, вып. II, 1935.

Варданянц Л. А. О месторождениях цветных металлов в Дагестанской АССР. «Природн. рес. Дагест. АССР, СОПС АН СССР, т. I, 1935.

Варданянц Л. А. Характеристика неоинтрузий Главного Кавказа. «Пробл. сов. геологии», № 7, 1937.

Варданянц Л. А. Об эволюции санидинов и анортоклазов Центрального Кавказа. «Советская геология», № 11, 1938.

Варданянц Л. А. Неоинтрузии, их оруденение и связь с тектоникой в Главном Кавказе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1939.

Варданянц Л. А. Материалы по интрузивам Дарьяла и его окрестностей (Центральный Кавказ). Записки Всерос. минер. общ., т. XIX, № 2—3, 1940.

Варданянц Л. А. Интрузивы Северной Кахетии (Кавказ). Записки Всер. минер. общ., ч. 69, № 2—3, 1940.

Варданянц Л. А. Нижнеюрская цепь вулканов Главного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 39, № 8, 1943.

Варданянц Л. А. Металлогения и металлоносность Северного Кавказа. Сев.-Кавказ. геол. упр., 1943.

Варданянц Л. А. Молодые интрузии Восточного Кавказа. «Геология СССР», т. IX, Северный Кавказ, ч. I, 1947.

Варданянц Л. А. Основные изверженные породы западной части Казбекского диабазового пояса (Центральный Кавказ). Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, т. XII, № 3, 1959.

Варданянц Л. А. Новые данные по геологии бассейна рек Малки, Хасаута и Мушта (Северный Кавказ). Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, XIII, № 6, 1960.

Варданянц Л. А., Дубинский А. Я., Маценко Н. А. Кристаллические породы докембрия в южной части Ставропольского поднятия и вопрос о многоярусном строении Предкавказья. Докл. АН СССР, № 153, № 4, 1963.

Варенцов М. И. Геологическое строение западной части Куринской депрессии. Изд. Инст. нефти АН СССР, 1950.

Вартапетян Б. С. Закономерности распределения медного оруденения на территории Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1965.

Васильев Ю. М. Молодые тектонические движения в Северном Прикаспии. Труды Моск. нефт. ин-та, вып. 14, 1955.

Васильковский Н. П. О связи складкообразования с магматической деятельностью. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 23 (4), 1948.

Вассоевич Н. Б. О крупных тектонических покровах в восточном Закавказье. Зап. Росс. минералог. общ., 2 сер., ч. 69, вып. 2—3, 1940.

Вебер В. В. Зона южного склона в нагорном Азербайджане. Труды НИГРИ, нов. сер., вып. I, 1939.

Вебер В. В., Федынский В. В. Гравиметрическая картина Юго-Восточного Кавказа в палеогеографическом отношении. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1947.

Вернадский В. И. Гёте как натуралист. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы (МОИП), отд. геол., т. 21 (1), 1946.

Верхняя мантия Земли. М., 1964.

Викторов Б. Тектоника северо-восточного Предкавказья. «Новости нефт. техники», № 9, 1955.

Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в Земной коре. «Геохимия», № 1, 1956.

Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли. Изв. АН СССР, серия геол., № 11. 1962.

Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия, № 7, 1962.

Влодавец В. И. О вулканической терминологии. Бюлл. вулканолог. станции АН СССР, № 21, 1954.

Влодавец В. И. О происхождении пород, обычно называемых туфолавами и игнимбритами. Тр. лаб. вулк. АН СССР, вып. 14, 1957.

Влодавец В. И. и **Шаврова Н. И.** Гора Кабарджин. Труды лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 7, 1953.

Вольфсон Ф. И., Дюков А. И. и др. Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1960.

Вопросы геологии и геохимии гранитных пород. Труды АН СССР, ИГЕМ вып. 5, 1957.

Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. Сибирское отделение АН СССР. Институт земной коры. Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. 1966.

Вопросы геохимии. Т. 5. Миграция элементов в земной коре. Труды ИГЕМ, вып. 99. М., 1963.

Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. Сборник статей АН СССР, Труды ГИН, вып. 81. М., 1963.

Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые (Материалы VI Всесоюзного литологического совещания в Тбилиси, 1963). Изд-во «Наука», М., 1965.

Вулканические и вулкано-плутонические формации. Труды Второго Всесоюзного вулканологического совещания 3—17 сентября 1964 г. Т. 2. (Сибирское отделение АН СССР. Институт вулканологии). 1966.

Габриелян А. А. Севано-Зангезурский глубинный разлом и его геологическое значение. Докл. АН СССР, т. 106, № 3, 1956.

Габриелян А. А. Тектоническое районирование Антикавказа (Малый Кавказ) и положение его в системе альпийского орогена юга СССР и сопредельных стран. Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, т. XIV, № 4, 1961.

Габриелян А. А., Татевосян Л. К. Схема геолого-геофизического районирования Армянской ССР и смежных частей Антикавказа. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XIX, № 1—2, 1966.

Гаврилова Л. К. и Туранская Н. В. Распределение редких земель в породообразующих и акцессорных минералах некоторых гранитов. «Геохимия», № 2, 1958.

Гамбарян П. П. Геолого-петрографический очерк района средней Занги. АН СССР. Труды Совета по изуч. природн. ресурсов (СОПС), серия Закавк., вып. 10, 1934.

Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. АН Груз. ССР. Инст. геол. и минералогии. Монография № 2, Тбилиси, 1949.

Гамкрелидзе П. Д. Основные черты тектонического строения Грузии. Труды Геол. ин-та АН Груз. ССР, т. X (XV), 1957.

Гамкрелидзе П. Д. Некоторые особенности расположения тектонических зон складчатой системы южного склона Большого Кавказа. АН Груз. ССР, геол. ин-т, сборник трудов. Тбилиси, 1959.

Гамкрелидзе Э. П. Складчатость течения в вулканических лавах северо-восточного склона Кечутского хребта. Сообщение АН Груз. ССР, т. 22, № 5, 1959.

Гасанов Т. Аб. Тектоническое строение верховьев рек Асрик-чай и Ахынджа-чай в свете новых данных. Уч. Зап. Азерб. ун-та, серия геол.-геоф. наук, № 6, 1961.

Гатуев С. А. Плиоценовые отложения Центрального Предкавказья. Верхний плиоцен. Геология СССР, т. 9, ч. I, 1947.

Гатуев С. А. Возраст Ставропольского поднятия. Докл. АН СССР, т. IV, № 5, 1946.

Геворкян Г. М. О некоторых закономерностях размещения хромитовых рудных тел на примере Шоржинского месторождения. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XIX, вып. 4, 1966.

Геология СССР, т. IX, Северный Кавказ. Часть I, геологическое описание, Изд-во «Недра», М., 1968.

Геология Азербайджана. Петрография. Изд-во АН Азерб. ССР, Баку, 1952.

Геология СССР, т. X. Грузинская ССР, часть I, геологическое описание. Изд-во «Недра», М., 1964.

Геология Армянской ССР, т. III, Петрография. Интрузивные породы. АН Арм. ССР. Ереван, 1966.

Геология Армянской ССР, т. VI, Металлические полезные ископаемые. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1967.

Геология и полезные ископаемые срединной части Северного Кавказа. Изд-во АН СССР, 1956.

Геологические и геофизические исследования в вулканических областях. Сборник статей. Сиб. отд. АН СССР, Инст. вулканологии, вып. 23. М., 1963.

Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири. Сиб. отд. АН СССР, Инст. геол. и геоф., 1967.

Геология и рудоносность вулканогенных формаций Казахстана. Труды Инст. геол. наук им. К. И. Сатпаева. Т. 18, 1966.

Геология и геохимия гранитных пород. Сборник статей. АН СССР, ИГЕМ, М., 1965.

Геохимические методы поисков рудных месторождений. Библиографический указатель литературы (1925—1963 гг.). Вып. 2.

Гидрогеохимические поиски. Биогеохимические поиски. Комплексирование методов поисков. Геохимия ландшафта и поиски. (АН СССР, Сектор сети специальных библиотек. Библиотека Отделения наук о Земле), 1967.

Геохронологическая шкала в абсолютном летосчислении по данным лабораторий на 1960 г. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1960.

Герасимов А. П. Кавказская складчатость и вулканизм. Природа, № 3—5, 1922.

Герасимов А. П., Янишевский М. Э. О верхнесилурийских осадках в окрестностях Кисловодска на Северном Кавказе. Изв. Геол. ком., т. XXXV, № 7, 1916.

Герасимов А. П. Геологический очерк бассейна Верхней Малки. Тр. ЦНИГРИ, вып. 62, 1936.

Герасимов А. П. Геологическое строение Минераловодского района. II. Кристаллические породы северных лакколитов Пятигорья. Труды Центр. н.-и. геол.-разв. инст-та (ЦНИГРИ), вып. 93, 1937.

Герасимов А. П. Обзор геологического строения северного склона Главного Кавказского хребта в бассейнах рек Малки и Кумы. Тр. ЦНИГРИ, вып. 123, 1940.

Герасимов А. П. и Робинсон В. Н. Кембрийская система и другие нижнепалеозойские отложения. Геология СССР, т. IX (Северный Кавказ), 1947.

Глубинное строение Кавказа. АН СССР, отделение «Науки о Земле». Изд-во «Наука». М., 1966.

Гогель Г. Н. Акцессорные минералы гранитоидов Центрального Казахстана. Изд-во «Наука» Каз. ССР, 1966.

Голубев Н. А. и Соловьев С. П. Геологический очерк Западной Сванетии. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 135, 1941.

Голубятников В. Д. О тектонике Центрального Предкавказья. Материалы Всес. н.-и. геол. ин-та (ВСЕГЕИ), вып. 8, 1956.

Гончарик Н. Ф. Микроскопическое и химическое изучение изверженных пород верховьев реки Б. Лабы. АН СССР, Сев.-Кавк. экспед., 1933. СОПС и Петрогр. инст., 1936.

Горин В. А. Каспийская впадина и поперечные глубинные разломы Юго-Восточного Кавказа. Докл. АН Азерб. ССР, 9, № 12, 1954.

Горин В. А. О механизме формирования брахиантиклинальных складок Апшероно-Кобыстанской области. Уч. записки Азерб. ун-та, № 7, 1955.

Грейтон Л. Природа рудообразующего флюида (и дискуссия по этой статье). Госгеолиздат, 1946 (Перевод из Econom. Geol., 1940, Suppl. № 2).

Григорьев И. Ф. Связь оруденения с интрузивными породами. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 6, 1948.

Григорьянц Б. В., Хаин В. Е. О механизме перестройки плана складчатости. «Геология нефти», № 10, 1957.

Григорьянц Б. В. Тектонические соотношения складчатых зон Большого Кавказа и Апшеронской области. АН Азерб. ССР, Инст. геологии. Баку, 1962.

Грушевой В. Г. Медные месторождения Алавердского района ССР Армении (Закавказье). Труды ЦНИГРИ, вып. 36, 1935.

Грушевой В. Г. Краткий очерк металлогении Закавказья. «Пробл. сов. геологии», № 10, 1935.

Грушевой В. Г. Интрузивные породы Зангезура и связанные с ними оруденения. Матер. ВСЕГЕИ, сб. 5, 1940.

Грушевой В. Г. Интрузивные породы Армянской ССР (северная часть Армении и соседний район Грузии). Сб.: «Интрузивы Закавказья», Труды Груз. геол. управл., вып. 3, 1941.

Грушевой В. Г., Ильин К. Б., Матвеенко В. Т. (ВСЕГЕИ), **Татаринов П. М.** (ЛГИ). Металлогеническая карта СССР—основные научные принципы ее составления, закономерности размещения и перспективы выявления полезных ископаемых на территории СССР.

Грушевой В. Г. Интрузивные породы юго-восточной части Армянской ССР и восточной части Нахичеванской АССР (Мегринский, Кафанский и Ордубадский районы). Труды Груз. гос. геол. упр., вып. 2, 1941.

Грушевой В. Г. Молибденоносные интрузии Кавказа, ВСЕГЕИ, 1947.

Грушевой В. Г. Интрузивные комплексы поздних и конечных этапов. Сб.: «Общие принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей». Госгеолиздат, 1957.

Губкин И. М. Тектоника юго-восточной части Кавказа в связи с нефтеносностью этой области. ГОНТИ, 1934.

Гулян Э. Х. Некоторые петрохимические особенности магматических пород северного склона Баргушатского хребта (Армения). Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XIX, вып. 3, 1966.

Гутенберг Б. Внутреннее строение Земли. НИЛ, М., 1949.

Давыдова Н. И., Краснопевцева Г. В. и др. Результаты глубинного сейсмического зондирования земной коры на Кавказе. Сб.: «Глубинное строение Кавказа», М., 1966.

Дадашев Ф. Г. К вопросу о тектонике Бакинского архипелага. Тр. Азерб. индустр. ин-та, вып. 18, 1957.

Дембо Т. М. К геологии и петрологии гранитов Главного Кавказского хребта и древних метаморфических пород в верховьях р. Кубани. Зап. Всес. мин. общ., т. 66, № 4, 1937.

Демин А. М. Геологические соотношения интрузивных пород бассейна р. Хазнидон (Северный Кавказ). Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1957.

Демин А. М. и **Хитаров Н. И.** Геохимия калия, рубидия и таллия в приложении к вопросам петрологии. «Геохимия», № 36, 1958.

Демин А. М. Этапы формирования гранитоидов Главного хребта Большого Кавказа в бассейне р. Теберды. Изв. высш. уч. завед., геол. и разведка, № 9, 1960.

Демин А. М. Гранитоиды Главного хребта Большого Кавказа в бассейне р. Кубани. Изв. высш. учебн. завед. геол. и разв., № 8, 1963.

Джанелидзе А. И. К вопросу об орогенических фазах. «Советская геология», № 5—6, 1940.

Джанелидзе А. И. К вопросу о геологическом строении Кахетинского хребта и Алазанской долины. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XI, № 8, 1950.

Джанелидзе А. И. Территория Грузии в системе альпийского орогена. Труды геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. геол., т. VII (XII), Тбилиси, 1953.

Джрбашян Р. Т., Малхасян Э. Г., Мнацаканян А. Х. Об особенностях распространения микроэлементов в палеовулканических формациях Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, т. XVI, № 3, 1963.

Джрбашян Р. Т., Елисеева О. П. и др. Связь мелового и палеогенового вулканизма Армении с типами развития геосинклинальных прогибов. Изд. «Наука», 1968.

Дзоценидзе Г. С. Первая нефелиновая порода в Грузии. Докл. АН СССР, т. VIII, № 5, 1947.

Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд-во АН Груз. ССР, 1948. Реферат Д. С. Белянкина. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1949.

Дзоценидзе Г. С. О роли эффузивного вулканизма в образовании месторождений полезных ископаемых (на примере Грузии). В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., 1960.

Дзоценидзе Г. С. Развитие вулканических явлений на Кавказе в связи с его геотектонической историей. Геотектоника, № 3, 1966.

Дзоценидзе Н. М. О возрасте лав кельского вулканического нагорья и прилегающих к нему районов. Сообщение АН Груз. ССР, т. X, № 2, Тбилиси, 1965.

Дикси Ф. Великие африканские разломы. Перевод с англ., 1959.

Додин А. Л. Геологическое строение и рудоносность Зангезурского района. Труды ВСЕГЕИ, вып. 133, 1940.

Додин А. Л. Интрузивные породы бассейна р. Киги-чай. В кн.: «Интрузивы Закавказья». Тр. ГГРУ, вып. 2, 1941.

Долгинов Е. А. К вопросу о структурном плане Большого Кавказа. Вести МГУ, сер. биол., почвов, геол., геогр., № 3, 1959.

Домарев В. С. Садонское серебро-свинцово-цинковое месторождение. Труды Гл. геол. разв. упр., вып. 10, 1930. Первое детальное сводное описание месторождения.

Дрыжак Ю. И., Шустиков Р. Л. Некоторые соображения о генезисе медноколчеданных месторождений Северного Кавказа. Ставропольское книжное изд-во, 1962 (Тр. по геол. и пол. ископаемым Северного Кавказа, вып. X).

Дубинский А. Я. Геотермический режим Предкавказья и соседних районов Восточного Донбасса. «Советская геология», сб. 46, 1955.

Дубянский А. А. и **Лучицкий В. И.** Вулканические пеплы ергенинской толщи. Издание Воронеж. гос. унив., 1939.

Дубянский В. В. О горных породах Казбека. Зап. Кавк. отд. РГО, т. XXIV, вып. 3, 1904.

Дудаури О. З. Петрография субвулканических малых интрузий Болнинского района (Грузия). Тбилиси, 1962.

Дудаури О. З., Хуцишвили О. Д. О форме залегания и возрасте Ушба-Эцерской интрузии. Сообщ. АН Груз. ССР, 1966.

Думбадзе Г. Д. Петрология Санчарского интрузива и вмещающих его толщ. Г И АН Груз. ССР. Тбилиси, 1969.

Дьяконова-Савельева Е. Н. Гранитоиды Даховской и Сахрайской интрузий. Учен. зап. Ленингр. гос. унив., т. 45, № 8, 1941.

Дэли Р. Изверженные породы и глубины Земли. Перевод с англ. А. П. Герасимова. Л.—М., 1936.

Евсеев С. В. Изостатические аномалии силы тяжести на Северном Кавказе и проблемы геофизической гравиметрии. Труды Центр. н.-и. ин-та геодезии, аэросъемки и картографии, вып. 29, М., 1939.

Егоян В. Л. О возрастном положении хосровской свиты порфиритов бассейна р. Веди (Армянская ССР, Вединский район). Изв. АН Арм. ССР, физ.-мат., естеств. и техн. науки, т. V, № 3, 1952.

Егоян В. Л. Глубинные разломы на территории Армении и сопредельных стран и геотектоническая зональность альпийского этапа их развития. В сб.: «Вопр. геол. и гидрогеол. Арм. ССР». АН Арм. ССР, Ереван, 1956.

Елисеев Н. А. Метаморфизм. Изд-во «Наука». М., 1963.

Елисеев Н. А. и др. Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. АН СССР, Лаборатория докембрия, 1965.

Елисеев Н. А. Основы структурной геологии. АН СССР, Инст. геол. и геохрон. докембрия, 1967.

Ершов А. Д., Зайцев Д. С. Исследование мышьякового оруденения южного и северного склонов Главного хребта. Тр. ИГН АН СССР, вып. 53. М., 1940.

Еременко Н. А. К вопросу о тектоническом строении Южной впадины Каспийского моря. Труды Акад. нефт. пром-ти вып. 3, 1956.

Ефремов Г. М. Материалы по петрографии верховьев рр. Шахэ и Белой (кембрий и докембрий). Матер. Азово-Черном. геол. упр. по геол. и полезн. ископ., Сб. 3, 1938.

Ефремов Г. М. К вопросу о возрасте некоторых неоинтрузий Северо-Западного Кавказа. Мат. Азово-Черномор. геол. упр. по геол. и полезн. ископ., Сб. 3, 1938.

Ефремов Н. Е. К изучению серпентинитового пояса Северного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1938.

Ефремов Г. М. Геолого-минералогический очерк арсенопиритового месторождения Куспарты на Северном Кавказе. Изв. Новочеркасск. индустр. ин-та, научн. отд., геол.-развед. часть, 5(19), 1939.

Ефремов Г. М. О природе кали-натрового полевого шпата в палеозойских интрузиях Северного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1939.

Ефремов Г. М. Древнейшая интрузия Сев. Кавказа, некоторые черты ее металлогении и ее роль в формировании метаморфических пород. Докл. АН СССР, № 3, 1941.

Ефремов Г. М. Материалы к петрографии района верховьев рек Шахэ и Белой на Северо-Западном Кавказе, Изд. Новочерк. индустр. инст., т. I, 1941.

Ефремов Г. М. Два типа гранитоидов Главного хребта Кавказа и особенности их металлогении. «Советская геология», № 2, 1941.

Ефремов Г. М. Гранито-гнейсовая формация Северного Кавказа и ее металлогения. Ессентуки, 1946.

Живаго Н. В., Безносов Н. В. Материалы к геологическому строению центральной части «Сланцевого Дагестана». Тр. Всес. н.-и. ин-та природн. газов, вып. 4 (12), 1958.

Жданов В. В. Черты магматизма глубинных разломов подвижных поясов. ВСЕГЕИ. Сб.: «Глубинные разломы», 1964.

Жуков Р. А. Геотектогенез и глубинные разломы. ВСЕГЕИ, сб.: «Глубинные разломы», 1964.

Заварицкий А. Н. О генезисе колчеданных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1943.

Заварицкий А. Н. Некоторые черты четвертичного вулканизма Армении. Изв. АН Арм ССР, № 5—6, 1944.

Заварицкий А. Н. Типы вулканической деятельности. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1945.

Заварицкий А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1946.

Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР, 1950.

Заварицкий А. Н. Метаморфизм и метасоматизм в уральских колчеданных месторождениях. Сб.: «Колчеданные месторождения Урала». М., Изд-во АН СССР, 1950.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, 1955.

Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. Госгеолиздат., 1960.

Закавказье. Геологическое описание. Геология СССР, т. X, часть I. Госгеолиздат, М.—Л., 1941.

Закономерность развития магматизма складчатых областей (на примере Кавказа, Казахстана и Дальнего Востока). Изд-во «Наука». М., 1968.

Заридзе Г .М. Хевская интрузия в Дзирульском массиве. Бюлл. Геол. инст. Грузии, т. IV, вып. 1. Тбилиси, 1938.

Заридзе Г. М. и **Татришвили Н. Ф.** Введение в магматическую геологию Грузии. Тбилиси, 1947.

Заридзе Г. М. О родоначальной магме и ее дифференциации в связи с изучением магматических пород Кавказа. Труды Тбилисск. гос. унив., т. XXV, 1949.

Заридзе Г. М. Интрузивы Большого Кавказа и их металлоносность. Труды Груз. политехн. ин-та, № 32, Тбилиси, 1954.

Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф. Некоторые вопросы магматизма Кавказа. Труды Грузинского политехн. ин-та, №32, Тбилиси, 1954.

Заридзе Г. М. О происхождении кавказских гранитов и их рудоносности. В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1955.

Заридзе Г. М. Магматизм Грузии в связи с ее тектоническим развитием. АН Груз. ССР, Труды геолог. ин-та, геол. серия, т. X (XV). Тбилиси, 1957.

Заридзе Г. М. Происхождение гранитоидов и рудоносность на примере Кавказа. «Советская геология», № 4, 1958.

Заридзе Г. М., Казахашвили Т. Г., Парадашвили И. И., Манвелидзе А. М. Структурно-петрологическое исследование кристаллических пород бассейна реки Баксан. Эксп. МГУ и ГПИ, Тырныауз, 1958.

Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф. Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования. Госгеолтехиздат, 1959.

Заридзе Г. М. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. Госгеолтехиздат, 1961.

Заридзе Г. М. О магматизме и рудной минерализации на Кавказе. «Советская геология», № 3, 1962.

Затоковенко В. А. Основные черты петрологии интрузивного комплекса района горы Ятыргварты на Северном Кавказе. Докл. АН СССР, т. XXXII, № 9, 1941.

Зесашвили В. И. Геология части бассейна реки Поладаури. АН Груз. ССР, Труды Геол. ин-та, сер. геолог., т. IX (XIV), вып. I. Тбилиси, 1955.

Зограбян С. А. Об условиях залегания и возрасте кварцевых плагиопорфиров Ахтальского месторождения. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XVIII, № 6, 1965.

Золотухин В. В., Васильев Ю. Р. Особенности формирования некоторых трапповых интрузий Северо-Запада Сибирской платформы. (Сибирское отделение АН СССР. Инст. геол. и геоф.). 1967.

Иванов В. В. Геохимия рассеянных элементов в гидротермальных месторождениях. «Недра», 1966.

Иванов Н. В. О генезисе колчеданного месторождения на Северном Кавказе. Зап. Всесоюзн. минерал. об-ва, сер. 2, вып. 2, 1953.

Игнатьев Н. А. Геолого-петрографический очерк района р. М. Лабы и ее притоков: Маркопиджа, Уруштен на Северном Кавказе. Сев.-Кавк. экспед. 1933. СОПС и Петр. инст. АН СССР, Л., 1936.

Изох Э. П. О роли разломов глубокого заложения в пространственном размещении интрузий. «Советская геология», № 4, 1961.

Изотопы серы и вопросы рудообразования. (Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии). 1967.

Изучение внутреннего строения Земли по сейсмическим данным. Бюллетень Совета по сейсмологии, 15, 1963.

Йодер Г. С. и др. Происхождение базальтовых магм (результаты экспериментального изучения природных образований). «Мир», 1965.

Исаакян С. А. Петрография интрузивных пород Дзагидзора (Армянской ССР). Труды Ереванск. ун-та, геол. серия, т. XXXVI, Ереван, 1952.

Исаакян С. А. О закономерностях неогенового вулканизма в пределах Западного Даралагёза (Армения). Докл. АН Арм. ССР, т. XXIV, № 3, 1957.

Исаакян С. А. Новые данные по стратиграфии верхнетретичных образований западного Даралагёза (Армянская ССР). Докл. АН Арм. ССР, XXII, № 2, 1956.

Исаакян С. А. Геолого-петрографическая характеристика плиоценовых экструзий Мегринского района Армянской ССР. Научные труды Ерев. унив., т. 59, серия геол. наук, вып. 3, 1957.

Исаенко М. П. и др. Геолого-петрографическое и химико-минералогическое изучение медно-молибденового месторождения Каджаран в южной Армении. Изд. МГРИ, 1953.

Исаенко М. П. Изучение геолого-петрографического строения и вещественного состава руд Мисханского медно-молибденового месторождения. Изд. МГРИ, 1955.

Ициксон М. И. К вопросу о древних гранитоидах Дигории (Северный Кавказ). Зап. Минер. общ., т. 69, № 2—3, 1940.

Ициксон М. И. Распределение оловорудных месторождений в складчатых областях. «Советская геология», № 1, 1958.

Интрузивы Закавказья. Сборник. Труды Груз. геол. управления, вып. II, 1941.

Каденский А. Л. Магматическая геология Передового хребта северо-западного Кавказа. АН СССР, геолог. музей им. А. П. Карпинского, Л., 1956. Рецензии: 1—**Г. Д. Афанасьева**—Изв. АН СССР, сер. геол. № 2, 1957; 2—**Н. Д. Соболева**—Изв. АН СССР, сер. геол. № 5, 1957; 3—**Н. Д. Соболева**—Зап. Всес. минералог. об-ва, с. 86, № 1, 1957.

Казаков М. П. Об одной закономерности развития геосинклинальных областей. Изв. высш. учеб. завед., геология и разведка, № 4, 1958.

Казакова Н. М. Древние отложения бассейна озера Севан (петрографо-минералогическая характеристика). АН СССР, Труды Инст. географии, 1952, вып. 51.

Казарян Г. А. Ультраосновные жильные породы Алавердского рудного района. Труды Упр. геол. и охр. недр., № 2, Ереван, 1959.

Казарян Г. А. Жильные породы Алавердского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XII, № 6, 1959.

Казарян Г. А. и **Малхасян Э. Г.** Изверженные породы горы Лалвар. Записки Арм. отдел. Всесоюзного минералог. общ-ва, вып. I, 1959.

Казарян А. Г. и **Шехян Г. Г.** К проблеме генезиса колчеданных месторождений Армянской ССР. Докл. АН Арм. ССР, т. XXXVII, № 1, 1963.

Казарян С. В. Некоторые данные о пиритизированных породах вершины горы Арагац. Изв. АН Арм. ССР, геол. и географ. науки, т. XVI, № 6, 1963.

Казарян С. В., Азизбекян М. С., Алтунян А. З. К вопросу о перспективе сульфидного оруденения на Туманянском месторождении огнеупорных пород. Изв. АН Арм. ССР, т. XXI, № 3, 1968.

Казахашвили Т. Геолого-петрографический очерк Храмского кристаллического массива. Мат. по петрогр. Груз. ССР, Труды Груз. геол. упр., вып. V, 1941.

Казахашвили Т. Г. и **Роква М. Л.** Лейцитовые породы Гурии (Западная Грузия). Инст. геол. и минер. АН Груз. ССР, Сборник трудов, 1951.

Казицын Ю. В. Роль тектонических структур в формировании мезозойских металлоносных интрузий северо-восточного Забайкалья. ВСЕГЕИ, сб.: «Глубинные разломы», 1964.

Калугин П. И. О диагональных разрывах Центрального Копет-дага. Труды Туркм. геол. управления, т. I, 1945.

Канчели Б. А. Геологическое строение северо-восточной части Сланцевого Дагестана. АН Груз. ССР, Геол. инст., Тбилиси, 1961.

Капустинский А. Ф. О внутреннем строении Земли. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. 33, вып. 4, 1958.

Карамян К. А., Фарамазян А. С. К вопросу об ассоциации гипогенного ангидрита и гипса с сульфидами на примере месторождений Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. 32, № 6, 1959.

Карамян К. А. Структура и условия образования Дастакертского медно-молибденового месторождения. Инст. геол. наук АН Арм. ССР, Ереван, 1962.

Карамян К. А. Контактово-метаморфические и метасоматические процессы Каджаранского рудного поля. Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, т. XVI, № 3, 1963.

Карапетян А. И. К геохимии германия в гранитоидах Анкаванского интрузивного массива. Изв. АН Арм. ССР, геолог. и географ. науки, т. XVI, № 3, 1963.

Карасик М. А. Послемагматические рудные поля и их классификация. (Институт минеральных ресурсов). 1963.

Каросанидзе О. А. Некоторые вопросы генезиса колчеданных месторождений западной части Северного Кавказа. Тр. КИМС, сер. геол., вып. IV (6). Госгеолтехиздат, 1963.

Кашкай М. А. Распространение изверженных пород на южном склоне Главного Кавказского хребта. Изв. Аз. ФАН СССР, № 3, Баку, 1939.

Кашкай М. А. Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Изд. АН Азерб. ССР, 1947.

Кашкай М. А. К вопросу о формировании колчеданных месторождений Азербайджана. Изв. АН Азерб. ССР, № 10, 1951.

Кашкай М. А., Мамедов А. И. О контакт-метасоматических изменениях в ореоле Далидагской интрузии (Азербайджан). Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1954.

Кашкай М. А., Тамразян Г. П. Об антикавказских дислокациях на Кавказе. АН Азерб. ССР. Труды совещ. по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР, Баку, 1956.

Кашкай М. А., Алиев В. И. О турмалиновых грейзенах и турмалине Айридагского месторождения (горы Косагов бугор) в Кедабекском районе. Ученые записки Азерб. гос. ун-та, № 2, 1959.

Кашкай М. А. О генетической связи месторождений колчеданных и некоторых медных и полиметаллических руд с кислыми магмами. «Советская геология», 1956, № 50.

Кашкай М. А., Халилова Т. А. К вопросу о генезисе марганцевых оруденений в Ханларском районе (Азерб. ССР). Изв. АН Азерб. ССР, № 8—9, 1957.

Кашкай М .А. Петрология и металлогения Дашкесана и других железорудных месторождений Азербайджана. М., Изд-во «Недра», 1965. Рецензии: **И. Г. Магакьяна** и **Э. Г. Малхасяна**—«Советская геология», № 3, 1967; **А. П. Лебедева**—Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1967.

Кашкай М. А. и др. Петрология и металлогения магматических формаций бассейна р. Тутху-чай. (Кельбаджарский район Азербайджанской ССР). АН Азерб. ССР, Ин-т геологии, 1967.

Керимов А. Д. Петрография и рудоносность Мехманинского гранитоидного интрузива. Труды Азербайдж. индустр. ин-та. Баку, 1958.

Керимов Г. И. К генезису серно-медноколчеданных и медноколчеданно-полиметаллических месторождений северо-восточных склонов Малого Кавказа (Азербайджанская ССР). Изв. АН Азерб. ССР, серия геол.-геогр. наук, № 3, 1958.

Керимов Г. И. Вторичные кварциты Кедабекского района. Изв. АН Азерб. ССР, серия геол.-географ. наук, № 6, 1959.

Керимов Г. И. Петрология и рудоносность Кедабекского рудного узла (Азерб. ССР) АН Азерб. ССР, Инст. геол., части I и II. Баку, 1961 и 1963.

Кизевальтер Д. С. Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ Центрального Кавказа. Матер. по геол. Центр. и Зап. Кавказа, 2, Ставрополь, 1960.

Кизевальтер Д. С. Новая стратиграфическая схема среднепалеозойских отложений Северного Кавказа. Известия Высш. учебн. завед., геология и разведка, № 1, 1963

Кикнадзе И. И. Петрография молодых интрузивных пород района сел. Цана (Нижняя Сванетия). АН Груз. ССР. Геолог. инст., Тбилиси, 1963.

Кириллова И. В., Люстих Е. Н., Растворова В. А., Сорский А .А., Хаин В. Е. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. АН СССР. Инст. физики Земли. М., 1960.

Кигай И. Н. О пульсационной теории, стадиях эндотермального минералообразования и зональности оруденения. В кн. «Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. «Недра», 1966.

Кленова М. В. и др. Геологическое строение подводного склона Каспийского моря. АН СССР, Институт океанологии. М., 1962.

Клюпфель В. Значение вулканических процессов для разрешения геологических проблем (на немецком языке). 1955.

Кнаппер А. Л., Костанян Ю. Л. Возраст гибербазитов северо-восточного побережья озера Севан. Изв. АН СССР, серия геолог., № 10, 1964.

Кобилев А. Г. Палеоинтрузии и неоинтрузии Азово-Черноморья. Мат. Азово-Черномор. геол. упр. по геол. и полезн. ископ., сб. 3, 1938.

Кобилев А. Г. Амфиболиты бассейна р. Большой Лабы (Северный Кавказ). Изв. Новочеркасск. индустр. ин-та, Научн. отд., геол.-развед. часть, 5 (19), 1939.

Ковалевский С. А. Грязевые вулканы Восточного Закавказья, Баку, 1927.

Ковалевский С. А. Лик Каспия, Баку, 1933.

Ковалевский С. А. Кюр-санга и уровень «сарайской трансгрессии» Каспия. Труды по вопросам нефт. геол. Аз. НИИ, Баку, 1939.

Конюхов Н. А. История развития Дагестана в мезозойское время. Уч. зап. Моск. ун-та, вып. 176, 1956.

Коптев-Дворников В. С. и др. Интрузивы гранитной формации малых глубин, поведение в их породах элементов-примесей и критерии генетических связей рудообразования с ними. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., 1960.

Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития. Госгеолтехиздат, 1960.

Корженевский А. А. Об условиях формирования рудопроявлений железа среди юрских отложений на Северном Кавказе. Научн. ежегодник Сарат. ун-та за 1955 г. Саратов, 1959.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. 2-е М., Изд-во АН СССР, 1955.

Коржинский Д. С. Особенности послемагматических явлений в вулканических формациях в зависимости от глубинности. Докл. АН СССР, т. 133, № 5, 1960.

Коржинский Д. С. Теория процессов минералообразования. Изд-во АН СССР, 1962.

Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. АН СССР, ИГЕМ. М., 1969.

Кормилицын В. С. О новой колчеданной провинции в Западном Забайкалье. Докл. АН СССР, т. 168, № 4, 1966.

Королев А. В., Шехтман П. А. Условия размещения послемагматических согласных рудных тел и методы их геологического анализа. Госгеолтехиздат, 1954.

Косыгин Ю. А., Горлов С. И., Карпенко Н. М. Тектоника Западного Предкавказского краевого прогиба. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 4, 1955.

Косыгин Ю. А. Схема тектонических зон земного шара. М-во нефт. пром. СССР, Акад. нефт. пром-ти. Труды, вып. 11, М., 1955.

Косыгин Ю. А. Типы соляных структур платформенных и геосинклинальных областей. Труды геологического института АН СССР, вып. 29, 1960.

Котляр В. Н. О магматических комплексах и оруденении. «Советская геология», сборн. 43, 1955.

Котляр В. Н. Памбак. Геология, интрузивы и металлогения Памбакского хребта и смежных районов Армении. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1958.

Котляр В. Н. О типах месторождений, связанных с палеовулканизмом. Известия высш. учебн. завед., геология и разведка, № 11, 1962.

Котляр В. Н., Малхасян Э. Г. Анортозиты, гранофиры и эссекситы Гюмушханского интрузивного комплекса. Докл. АН Арм. ССР, т. XXIV, № 1, 1957.

Котульский В. К. О глубине жильных месторождений. Изв. Геол. ком., т. XI, № 1, 1921.

Кравченко Е. В. Геохимические особенности эффузивной фации комплекса порфиритов нижнего лейаса (Сев. Кавказ). Труды Воронежского Гос. Унив-та, т. 66. Воронеж, 1968.

Кравчинский З. Я. и **Султанов Р. Г.** Грязевой вулканизм и нефтегазоносность Апшеронского порога. Ученые записки Азерб. гос. ун-та, сер. геол.-геогр. наук, № 4, 1963.

Красковский С. А. О нормальном температурном градиенте земной коры., Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 83, вып. 5, 1951.

Краснопевцева Г .В. Результаты исследования глубинного строения земной коры на западе Кавказа по линии профиля Анаклиа-Зестафони. Сб.: «Глубинное строение Кавказа». М., 1966.

Крейтер В. М. Структура рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1956.

Крестников В. Н. Тектоническая характеристика восточной части Центрального Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1947.

Кропоткин П. Н. К вопросу о поясовой зональности оруденения в древних складчатых областях. Советская геология, № 43, 1955.

Кропоткин П. Н. Современные геофизические данные о строении Земли и проблема происхождения базальтовой и гранитной магм. Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Изд. АН СССР, 1955.

Кропоткин П. Н. Концентрическая (температурная) зональность и генетическая связь оруденения с интрузиями. Сов. геол., № 58, 1957.

Кропоткин П. Н. Палеомагматизм, палеоклиматы и проблема крупных горизонтальных движений земной коры. «Советская геология», № 5, 1962.

Круглов С. С. О псевдоконгломератах в метаморфических толщах палеозоя Северного Кавказа. АН Груз. ССР, Геол. ин-т, Сборник трудов, Тбилиси, 1959.

Круглов С. С. Пластовые интрузии хребта Дженту на северо-западном Кавказе. Докл. АН СССР, т. 126, № 5, 1959.

Крутов Г .А. Минералогия и генезис кобальтового оруденения в Дашкесанском контактово-метасоматическом месторождении. Труды МГРИ, т. X, 1937.

Крутов Г. А. Месторождения кобальта. Госгеолтехиздат, 1959.

Круть И. В. К вопросу возраста и состава палеозойских колчеданоносных толщ Северного Кавказа. Изв. ВУЗ, геол. и разв., № 2, 1966.

Куденко А. А. и **Стеценко В. П.** К вопросу о роли вулканизма в формировании осадочно-эффузивных и осадочных толщ. Тр. лабор. палеовулканологии Казах. гос. ун-та, вып. 56 (1), 1963.

Кудрявцев Н. А. Геологические исследования в междуречье Алазани и Куры. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б., вып. 32, 1932.

Кузнецова Е. В. Минералого-геохимический очерк древнего кристаллического комплекса Центрального Кавказа. «Советская геология», № 1, 1939.

Кузнецов И. Г. Рокский перевал. Геологический и геолого-технический очерк местности вдоль проектируемой перевальной дороги через Кавказский хребет по Рокскому направлению. Труды Всес. геол.-разв. объедин. (ВГРО),вып. 161, 1932

Кузнецов И. Г. Колебательные движения земной коры и их роль в структуре Кавказа. «Проблемы Советской геологии», т. III, № 7, 1933.

Кузнецов И. Г. О докембрийских и палеозойских метаморфических и интрузивных формациях Центрального Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1939.

Кузнецов И. Г. Основные этапы в истории развития вулканических явлений в Большом Кавказе. Зап. Мин. общ., т. 69, вып. 2—3, 1940.

Кузнецов И. Г. Интрузивные породы южного склона Главного Кавказского хребта. Тр. Грузин. геол. упр., вып. 2, 1941.

Кузнецов И. Г. Докембрийские отложения Кавказа. Геология СССР, т. IX, ч. I, 1947.

Кузнецов И. Г. Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры Центрального Кавказа. Труды ИГН АН СССР, сер. геол., вып. 131, № 52, 1951.

Кузнецов В. А. Закономерности размещения и пространственного размещения ртутных месторождений в Алтае-Саянской складчатой области. Сб.: «Закономер. размещ. полезн. ископ.», т. I. Изд. АН СССР, 1958.

Кузнецов Ю. А. Основные закономерности тектонического размещения и классификации магматических формаций. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., 1960.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд. АН СССР, 1964.

Кузьменко М. В. и др. Генезис субщелочных гранитоидов и связанных с ними альбитов и закономерности распределения в них тантала и ниобия. Госуд. Геол. комитет СССР. Инст. минерал., геохимии и кристаллохимии редких элементов. М., 1965.

Кузьмин С. А. Кристаллическая полоса Главного хребта в пределах Сванетии. Мат. по геол. и петрогр. Кавказа, вып. 5. изд. СОПС АН СССР.

Кулаковская Н. П. Материалы для геологии Горной Осетии. Тр. Спб. общ. ест., т. XXV, в. 5.

Куплетский Б. М. Обзор современных гипотез происхождения гранитов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1942.

Курбанов А. Т., Озеров Ю. К. Новые данные о геологическом строении Урупского рудного поля (Северный Кавказ). Тр. ЦНИГРИ, вып. 53, 1963.

Курдюков А. А. Некоторые вопросы структуры и молибденовое оруденение глубоких горизонтов месторождения Тырныауз. Новочеркасский политехн. институт. Новочеркасск, 1958.

Купцов В. П. Очерк геологии и нефтеносности Талышского хребта. Труды Азерб. нефт. инст., вып. XXXVI. Баку, 1937.

Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. Перевод с англ. Изд-во иностр. лит-ры, М., 1955.

Лаверов Н. П., Рыбалов Б. Л., Хорошилов Л. В. Влияние разломов на размещение эффузивных и интрузивных пород. Труды ин-та геол. рудн. мест-ний, петрогр., минер. и геохим., вып. 84, 1962.

Лазаренко Е. К. Об акцессорных минералах. Львовск. госуд. унив., Вопросы минерал. осад. образований, кн. 7, 1966.

Лазько Е. М. и Резвой Д. П. Глубинные разломы, тектоническое районирование и изучение глубинных процессов земной коры.

Лалиев А. Г. К вопросу геотектонической природы и истории геологического развития Колхидской низменности. АН Груз. ССР, Труды Геолог. инст-та, серия геолог., т. X (XV). Тбилиси, 1957.

Лебедев А. П. Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа. Тр. ИГН АН СССР, вып. 113, сер. петрогр. (№ 33), 1950.

Лебедев А. П. О типах дифференциации в траппах Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1957.

Лебедев А. П., Малхасян Э. Г. Явления ассимиляции на примере малых интрузий Гюмушханского комплекса в Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1960.

Лебедев А. П., Малхасян Э. Г. К геологии и петрографии юрских кварцевых плагиопорфиров Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, т. XV, № 4, 1962.

Лебедев А. П., Малхасян Э. Г. Юрский вулканизм Армении. М., Изд-во «Наука», 1965.

Лебедев А. П. Рудные оливиниты Сваранцского месторождения в южной Армении как особый генетический тип магматических железных руд. «Геология рудных месторождений», № 6, 1962.

Лебедев П. И. К вопросу о фациях магматических пород Северного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1946.

Лебедев П. И. Вулкан Алагёз и его лавы. АН СССР, Сб. «Алагёз», т. I, 1931.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблема генезиса магматических пород и пути к ее разрешению. АН СССР. Л., 1934.

Лейе Ю. А. Новые данные о фациях, возрасте и взаимосвязи кварцевых порфиров Кафанского рудного поля. Докл. АН Арм. ССР, т. XXIX, № 3, 1959.

Леквинадзе Р. Д., Эдилашвили В. Я. К вопросу палеогеографии марганценосного бас-

сейна Грузии в нижнеолигоценовое время. Труды Кавк. инст. минер. сырья (КИМС), вып. III (5). Тбилиси, 1961.

Леонов Г. П., Логинова Г. А. Основные черты геологического развития Дагестана в эпоху верхней юры и валанжина. Уч. зап. Моск. ун-та, вып. 176, 1956.

Ливеров Н. П., Рыбалов Б. Л., Хорошилов Л. В. Влияние разломов на размещение эффузивных и интрузивных пород. АН СССР, труды ИГЕМ, вып. 84, М., 1962.

Линдгрен В. Минеральные месторождения, вып. I—III. ОНТИ, 1934 и 1935.

Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие. Тр. ЦНИГРИ, вып. 38, 1936.

Лодочников В. Н. Некоторые общие вопросы, связанные с магмой, дающей базальтовые породы. Записки Всерос. минералог. общ., т. 68, вып. 2—3, 1939.

Лотиев Б. К. О многообразии форм проявления складчатости (на примере анализа тектоники Центрального Кавказа). Труды Грозненского нефт. ин-та, 1953, сб. II, стр. 23—32.

Луга А. А. К вопросу о геологическом строении Апшеронского порога Каспийского моря. Докл. АН СССР, 1955, 100, № 6.

Лунев А. Л. Явления гранитизации и возраст гранитов западного Приэльбрусья. Труды по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа, вып. XI, 1964.

Лучицкий И. В. Основные задачи вулканологии и проблема вулканогенных формаций. Труды Лаб. палеовулканологии, Алма-Ата, 1963.

Любимова Е. А. Тепловая история Земли и ее геофизические последствия. В кн.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. Т. I. Изд. АН СССР. М., 1959.

Любофеев В. Н. и Балицкий В. С. Об эртите из Гилутского гранитоидного массива (Армения). Изв. АН Арм. ССР, геолог. и географ. науки, т. XIV, № 5, 1961.

Люстих Е. Н. Тектоника глубоких частей коры по гравиметрическим данным. Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 26 (193), М., 1955.

Люстих Е. Н. Критика геотектонической контракционной гипотезы. Труды Инст. физики Земли, № 3 (170), 1958.

Магакьян И. Г. Редкие и благородные металлы Армянской ССР. Докл. АН Арм. ССР, т. II, № 1, 1945.

Магакьян И. Г. О металлогенической специализации в некоторых типах тектоно-магматических комплексов. Докл. АН Арм. ССР, № 1, 1952.

Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, сер. геолог. и геогр. наук, т. X, № 4, 1957.

Магакьян И. Г. Основа металлогении материков. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1959.

Магакьян И. Г. Закономерности размещения и прогноз оруденения на территории Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XIX, вып. 4, 1966.

Магакьян И. Г. Рудные месторождения (промышленные типы месторождений металлических полезных ископаемых). Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1967.

Магакьян И. Г., Мкртчян С. С., Пиджян Г. О. Условия образования и размещения медно-молибденовых порфировых месторождений Армянской ССР. Сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 5, 1962.

Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Труды I Всесоюзного петрографического совещания. АН СССР, М., 1955.

Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Труды 2-го Всесоюзного петрографического совещания. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Магницкий В. А. Основы физики Земли. 1953.

Мазанов Д. Д. Об осадочно-метаморфическом генезисе медно-сульфидного оруденения Южного склона Большого Кавказа в пределах Азербайджана. Ученые записки Азерб. гос. ун-та, сер. геол.-геогр. наук, № 6, 1963.

Макашвили Р. И. Петрография интрузивных и жильных пород района Бардадзори. АН Груз. ССР, Геол. инст., Тбилиси, 1965.

Малеев Е. Ф. О туфолавах и игнимбритах (в связи с выходом сборника «Туфолавы»). Изв. АН СССР, сер. геолог., № 2, 1959.

Малаховский В. Ф. Геология и геохимия Керченских железных руд и их важнейших компонентов. АН Укр. ССР, Крымский филиал, 1956.

Малхасян Э. Г. Газминский комплекс интрузий в Армении. Ерев. политехн. инст. Сборник научн. трудов, № 8, геол. и горн. дело, вып. I, Ереван, 1954.

Малхасян Э. Г. Об экструзивных образованиях Даралагеза. Изв. АН Арм. ССР, сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, т. IX, № 6, 1956.

Малхасян Э. Г. Низкотемпературный дипирамидальный кварц из Барабатумской серии порфиритов Кафанского района. Записки Арм. отдел. Всесоюзн. минерал. об-ва, вып. I, 1959.

Малхасян Э. Г. и **Лейе Ю. А.** К вопросу о возрасте, генезисе и перспективе Кафанского медно-полиметаллического месторождения. Труды Арм. геол. упр., № I, Ереван, 1957.

Малхасян Э. Г. Данные об абсолютном возрасте Цавского интрузива. Докл. АН Арм. ССР, 25, № 4, 1957.

Малхасян Э. Г., Сопко П. Ф. и **Чернышов Н. М.** Новые данные о возрасте и условиях залегания кварцевых порфиров северной Армении. Докл. АН Арм. ССР, т. XXVIII, № 2, 1959.

Малхасян Э. Г. Основные черты юрского вулканизма Армении. Сб. «Вопросы вулканизма», Изд. АН СССР, 1962.

Малхасян Э. Г. О генезисе и возрасте древнего метаморфического субстрата Центральной части Малого Кавказа. «Советская геология», № 4, 1965.

Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд, 1957.

Мальцев В. И. Некоторые вопросы тектонического развития Малокабардинско-Сунженского поднятия. Тр. Акад. нефт. пром-ти, вып. 3, 1956.

Мамедов А. И., Махмудов С. А. Об авгите из андезитов горы Сарымсаглы (Кельбаджарский район Азерб. ССР). Докл. АН Азерб. ССР, 13, № 10, 1957.

Маркевич В. П. Геологическое строение Восточной Грузии, АН СССР, Инст. нефти, 1954.

Марфунин А. С. Аналогия высокотемпературной и переходной оптики плагиоклазов с санидин-анортоклазовой оптикой калиевых полевых шпатов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1957.

Матковский О. И .О понятии термина «акцессорный минерал». Минерал. сборник Львовск. ун-та, № 19, вып. 2, 1965.

Махмудов С. А. Контактово-метасоматические процессы и минералогия скарновых образований Кедабекского рудного узла. АН Азерб. ССР, Инст. геологии. Баку, 1962.

Мачабели Г. А. и **Твалчрелидзе Г. А.** Минералого-петрографическое изучение руд, рудовмещающих и рудоносных пород сурьмяно-полиметаллических и мышьяково-ртутных месторождений. Мин-во геологии и охраны недр. Сборн. научно-техн. инф., № 5. Госгеолтехиздат, 1957.

Межлумян Г. Б. О генезисе Сваранцского железорудного месторождения. Изв. АН Арм. ССР, геолог. и географ. науки, т. XIII, № 1, 1960.

II Межвузовская студенческая геологическая конференция (9—15 апреля 1962 г.). Тезисы докладов. Львовский университет. Львов, 1962.

Меликсетян Б. М. О некоторых особенностях процесса турмалинизации. Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, т. XII, № 5, 1959.

Меликсетян Б. М. К геохимии иттрия и редких земель в гранитоидах Мегринского плутона. Изв. АН Арм. ССР, геолог. и географ. Науки о Земле, т. XVI, № 3, 1963.

Мелконян Р. Л. К вопросу о генезисе плагиогранитов и трондьемитов (на примере Алавердского района). Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XVIII, № 6, 1965.

Мелконян Р. Л. О взаимоотношении эффузивного и интрузивного магматизма (на примере юрско-неокомского магматизма Алавердского рудного района). Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XIX, № 1—2, 1966.

Мельников В. А. Палеозойские образования Северного Кавказа и генетические особенности связанных с ними колчеданных месторождений. Изв. Высш. учебн. завед., Цветная металлургия, № 6, 1962.

Мельников В. А. Геологическое строение и структурные особенности полиметаллических месторождений Восточной части Центрального Кавказа. «Советская геология», № 4, 1962.

Менерт К. Новое о проблеме гранитов. Перевод с немецкого. М., 1963.

Металлы в осадочных толщах. АН СССР, Лаборат. осад. полезн. ископ. М., 1963.

Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. (АН СССР. Институт геологии рудных месторождений петрографии, минералогии и геохимии). 1968.

Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. «Недра», 1966.

Мехтиев Ш. Ф. и **Байрамов А. С.** Геология и нефтеносность Ленкоранской области. АН Азерб. ССР, Инст. геологии, Баку, 1953.

Мехтиев Ш. Ф., Горин В. А. О геологическом строении района Бакинского залива. Докл. АН Азерб. ССР, № 3, 1962.

Мещеряков С. Ф. Взаимосвязь между вулканизмом, тектоникой и рудоотложением. «Проблемы советской геологии», т. VII, № 4, ОНТИ, 1937.

Мещеряков Ю. А. Новейшая тектоника Северного Прикаспия и Нижнего Поволжья по данным структурно-геоморфологического анализа. Тр. Комисс. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 13, 1957.

Мидян А. Г. Генетическая связь молибдена с интрузивными циклами Армении. Труды Арм. геол. упр., № 1, Ереван, 1957.

Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.

Милановский Е. Е. Орогенный вулканизм и тектоника Кавказа. Геотектоника, № 3, 1966.

Миллер Е. Е. Вулканизм нижнего кембрия Восточного Казахстана. Изв. АН Казах. ССР, сер. геолог., вып. 3 (32), 1958.

Миллер Е. Е. К вопросу о закономерностях вулканических процессов в вулканических циклах. Труды II Всесоюзн. вулканолог. совещ. т. II, М., 1966.

Мирчинк М. Ф. Против внесения путаницы в представления о геотектоническом развитии платформ. (По поводу статей В. Е. Хаина в Докл. АН СССР, 1951, 81, № 2 и Докл. АН Азерб. ССР, 1952, 8, № 8). «Нефтяное хозяйство», 1954, № 6,

Михайлов Н. П. Интрузивные офиолитовые комплексы Восточного Казахстана. В сб.: Основные и ультраосновные магматические формации платформ и подвижных поясов. Л., ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 80, 1962.

Михеев Г. А. Интрузивные комплексы северо-западной части зоны Главного Кавказского хребта (районы истоков рек Лабы, Большого Зеленчука, Аксаута и Теберды). Ессентуки—Ростов-на-Дону, 1966.

Мкртчян С. С. О геологии и рудоносности Алавердского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, т. X, № 3, Ереван, 1957.

Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1958.

Мкртчян С. С. К проблеме поисков скрытых колчеданных и медно-молибденовых рудных тел на Малом Кавказе. АН СССР, Геология рудных месторождений, № 4, 1960.

Мнацаканян А. Х. Некоторые черты верхнемелового вулканизма Северной Армении. Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, т. XIV, № 3, 1961.

Мовсесян С. А. Интрузивные породы центральной части Конгуро-Алангёзского хребта и связанные с ними полезные ископаемые. АН Арм. ССР, Ереван, 1953.

Моисеев А. С. Введение в геотектонику. Издание Ленинград. ун-та. Л., 1939.

Морковкина В. Ф. Гранитоиды Центрального Кавказа (Осетия). Тр. ИГН АН СССР, вып. 107, серия петрогр. (№ 31), 1950.

Москалева С. В. О гипербазитовых поясах и зонах глубинных разломов (на примере Урала). ВСЕГЕИ, Сб. «Глубинные разломы», 1964.

Москвин М. М., Семихатов М. А. Подводнооползневые нарушения в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Дагестана. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1956.

Морозов Н. А. Алавердское месторождение медных руд в Закавказье, его породы и генезис. Изв. СПб. политехн. инст., т. XVIII, 1912.

Мурадян К. М. Особенности среднеэоценового магматизма и металлогении Базумского рудного района Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, т. XXI, № 6, 1968.

Муратов М. В. История Черноморского бассейна в связи с развитием окружающих его областей. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, сер. геолог., № 1, 1951.

Муратов М. В. История тектонического развития глубокой впадины Черного моря и ее возможное происхождение. Бюлл. Моск. об-ва испыт. прир. (МОИП), т. 30, № 5, 1955.

Муратов М. В. Тектоническая структура и история развития северной окраины Крымско-Кавказской геосинклинальной области. Труды совещ. по тект. альп. обл. юга СССР. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1956.

Муратов М. В. Тектоническая структура и история равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа. «Советская геология», сб. 48, 1955.

Муратов М. Б. Основные этапы тектонического развития Карпато-Кавказской складчатой области. Матер. V съезда Карпато-Балканской геологической ассоциации, 1963.

Мусатов Д. И. Проблема магмообразования и глубинные разломы. В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. Изд. «Наука», М., 1964.

Мушкетов Д. И. Региональная геотектоника. ОНТИ, 1935.

Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. АН СССР, Труды Лабор. вулканологии, вып. 24, М., 1963.

Нагиев В. Н. и Аскеров Ф. Г. О жильных породах района Вежналинского золоторудного проявления (Малый Кавказ). Ученые записки Азерб. гос. ун-та, сер. геол.-геогр. наук, № 6, 1963.

Надарейшвили О. Ш. К вопросу о взаимоотношении пород комплекса гранитоидов Главного хребта на примере верховьев реки М. Зеленчук (Сев. Кавказ). Труды Грузинск. политехн. ин-та, № 8 (56), 1957.

Надарейшвили О. Ш. Прогрессивный контактовый метаморфизм и метаморфическая зональность кристаллических сланцев в ореоле интрузий гранитоидов Главного Кавказского хребта (район верховьев р. Мал. Зеленчук, Северный Кавказ). Бюлл. Кавк. инст. мин. сырья, № 2, 1959.

Надарейшвили О. Ш. Основные черты петрохимии пород комплекса гранитоидов Главного хребта. Тр. Кавк. инст. мин. сырья, вып. I, 1960.

Надарейшвили О. Ш. О гранит-порфирах Кургашинчатского вольфрамового месторождения (Северный Кавказ). Труды Груз. политехн. ин-та, № 1 (67), 1960.

Надарейшвили О. Ш. О корреляции древних гранитоидов с помощью ультрамикроскопических акцессориев. Труды Кавк. инст. минер. сырья (КИМС), вып. 11 (4), 1960.

Надирадзе В. Р. и Казахашвили Т. Г. Зотская неоинтрузия. Труды Груз. политехн. ин-та, т. 38, 1955.

Надирадзе В. Р. и Бежанишвили Г. Н. О генезисе и перспективности железорудных месторождений Поладаурской группы. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XXVIII, № 4, 1962.

Надирадзе В. Р. Некоторые закономерности магматизма и металлогении Аджаро-Триалетии. АН Груз. ССР. Геол. инст. Вопросы геологии Грузии, к XXII сессии МГК, 1964.

Назаров Ю. И. Особенности формирования и прогноз глубинных (скрытых) месторождений медноколчеданной формации Южной Грузии. М., «Недра», 1966.

Наковник Н. И. Вторичные кварциты, их минералогические фации, генезис и практическое значение. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1947.

Наковник Н. И. Классификация и терминология пирокластических пород. Записки Всесоюзн. минералог. общ-ва, 84, № 3, 1955.

Наковник Н. И. О метасоматическом минералообразовании и законе равных объемов. Зап. Мин. об-ва, сер. 2, ч. 78, вып. 4, 1949.

Наливкин Д. В. Зона центральных поднятий среднеземноморского орогена. Изв. ГГРУ, т. I, вып. 82, 1932.

Наливкин Д. В. Время и место горообразовательных движений по конгломератам подножий. Труды совещания по тектонике альпийск. геосинкл. обл. юга СССР. АН Азерб. ССР, Инст. геол., Баку, 1956.

Наливкин Д. В. Ученые о фациях, т. I—II. Изд-во АН СССР, 1955—1956.

Наседкин В. В. Водосодержащие кислые вулканические стекла, их генезис и изменения. АН СССР, ИГЕМ. М., 1963.

Насибов Ю. Н. Зональность Мехманинского рудного поля и причина ее образования. Ученые записки Азерб. гос. ун-та, сер. геол.-геогр. наук, № 4, 1963.

Нелюбов В. И. Вулканические пеплы в майкопской свите по разрезу р. Белой на Северном Кавказе. Сборник студ. работ Ростовск. ун-та, вып. 3, 1957.

Непрочнов Ю. П. Глубинное строение земной коры Черного моря к юго-западу от Крыма по сейсмическим данным. Докл. АН СССР, т. 125, № 5, 1959.

Несмеянов Д. В. Структурные особенности передовых антиклинальных зон Дагестана в связи с нефтегазоносностью мезозойских отложений. Автореф. дисс. канд. геол.-минерал. н., МГУ, М., 1957.

Нетреба А. В. О возрасте колчеданного оруденения на Северо-Западном Кавказе. Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 3. Рецензия **Н. С. Скрипченко**—Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1960.

Нехорошев В. П. Закономерности распределения рудных месторождений Алтая. «Советская геология», сб. 29, 1948.

Никитин В. Д., Рундквист Д. В. Влияние динамики тектонических движений на процессы гидротермального минералообразования. Зап. Всесоюзн. минерал. об-ва, ч. 96, вып. 6, 1967.

Николаев В. А. О закономерностях развития структурно-фациальных зон в подвижных поясах земной коры. «Советская геология», № 1, 1944.

Николаев В. А. К вопросу о генезисе гидротермальных растворов и этапах глубинного магматического процесса. Сб.: «Осн. пробл. в учении о магматич. рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1953.

Николаев В. А. О некоторых вопросах гранитизации и генезисе гранитной магмы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1953.

Николаев В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1953.

Николаев Н. И. О возрасте рельефа Центрального Кавказа и Предкавказья. Труды МГРИ, т. XXIII, 1948.

Николаев Н. И. Развитие структуры земной коры и ее рельефа по данным неотектоники. «Советская геология», сб. 48, М., 1955.

Никшин И. И., Доманский Р. А. Новая тектоническая карта мира. Учен. зап. Моск. обл. пед. ин-та, 47, вып. 6, 1956.

Нуралин Н. Н. Трещинно-разрывная тектоника и ее роль в локализации оруденения в Джезказгане. АН Каз. ССР, Инст. геол. наук, Алма-Ата, 1962.

Общие вопросы вулканизма. Труды Лаборатории вулканологии АН СССР. Вып. 21, 1962.

Общие принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей. Под ред. П. М. Татаринова, В. Г. Грушевого и Г. С. Лабазина. Госгеолтехиздат, 1957.

Овчинников Л. Н. Аспекты и методы изучения эндогенного рудообразования. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 6, 1965.

Оганисян Ш. С. О природе региональных аномалий силы тяжести Араратской котловины. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XI, № 1, 1958.

Оганисян Ш. С. Связь аномалий силы тяжести с сейсмичностью. Докл. АН Арм. ССР, т. XXVI, № 2, 1958.

Оганисян Ш. С. О причинах, вызывающих отрицательные аномалии силы тяжести на территории Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле, т. XIX, № 1—2, 1966.

Огиев В. Н. О сдвигах в земной коре. ВСЕГЕИ, Сб. «Глубинные разломы», 1964.

Определение абсолютного возраста горных пород и минералов. Библиография советской и зарубежной литературы за 1945—1957 гг. АН СССР, 1961.

Орлов А. В., Яблоков К. В., Дюков А. И., Томсон И. И., Шаталов Е. Т. Основные принципы составления, содержания и условные обозначения металлогенических и прогнозных карт рудных районов. Изд-во «Недра», 1964.

Орлов А. В. и Шаталов Е. Т. Металлогенические и прогнозные карты рудных районов. М., 1963.

Орлов А. Ю. Геологическая структура месторождения Кти-Теберда на Кавказе. Матер. по геол. и металлог. Центр. и Зап. Кавказа, т. 2, Ставрополь, 1960.

Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях. Изд. АН СССР, 1953.

Остроумова А. С. и Паффенгольц К. Н. К петрографии третичных санидиновых пород Центральной Армении. Информационный сборник № 7, Петрография. ВСЕГЕИ, Л., 1959.

Остроумова А. С. О новой находке лейцитовых пород в Закавказье. Докл. АН СССР, т. 127, № 4, 1959.

Остроумова А. С. Гаюиновый тефрит западного Даралагеза (Армения). Труды ВСЕГЕИ, Петрогр. сб., т. 73, № 4, 1962.

Остроумова А. С. Базальтово-трахитовая формация Малого Кавказа. ВСЕГЕИ. Л., 1962.

Остроумова А. С. Петрохимия третичных вулканических комплексов западного Даралагеза (Армения). В кн.: «Петрохим. особенности молодого вулканизма». М., 1963.

Остроумова А. С. Третичный вулканизм Западного Даралагеза. В кн.: «Вопросы геологии Кавказа». АН Арм. ССР, Ереван, 1964.

Остроумова А. С. Некоторые данные о глубинном строении районов молодого щелочного вулканизма Малого Кавказа. В кн.: «Вулканизм и глубинное строение Земли», М., 1966.

Остроумова А. С. Включение меланократовых пород в экструзивных дацитах горы Гадис (Армения). Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1967.

Остроумова А. С. Базальто-трахитовая формация Малого Кавказа. В книге: Щелочные вулканические формации складчатых областей. «Недра», Л., 1967.

Оффман П. Е. О гипотезах и обобщениях в тектонике. АН СССР, Очерк по истории геологических знаний, вып. 12, 1963.

Офтедаль К. Теория эксгаляционно-осадочного происхождения руд. «Новости зарубежной геологии», вып. 34, 1964.

Павлов Н. В. и др. Хромиты Кемпирсайского плутона. АН СССР. Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. 1968.

Павловский Е. Е. О некоторых общих закономерностях развития земной коры. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 5, 1953.

Пазюк Л. И. Серпентинит особого типа из района р. Бескес на Северном Кавказе. Учен. зап. Ростов. гос. унив., вып. 7, 1936.

Пазюк Л. И. и Хасин Р. А. Кварцевые порфиры с Малой Лабы на Северном Кавказе. Научные труды Ерев. ун-та, т. XXXVIII, 1952.

Паланджян С. А. Некоторые данные о петрохимических особенностях ультраосновных пород Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XIX, № 1—2, 1966.

Панов Д. И., Шевченко В. И. К стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа в Казбекском районе. Докл. АН СССР, т. 155, № 1, 1964.

Парк Ч. Ф. Проблема вертикальной зональности. Новости зарубежной геологии, вып. 19, 1960.

Парк Ч. Ф. и Мак-Дормид Р. А. Рудные месторождения. Перевод с английского В. Н. Дубровского и Е. П. Малиновского. М., «Мир», 1966.

Паффенгольц К. Н. и Грушевой В. Г. Взаимосвязь тектоники, изверженных пород и рудных месторождений в южной части Закавказья. Труды XVII Междунар. геол. конгр. Л.—М., 1937.

Паффенгольц К. Н. К стратиграфии вулканогенных толщ Джавахетского (Ахалкалакского) нагорья (Закавказье). АН Груз. ССР. Инст. геол. и минер., сборник трудов, 1951.

Паффенгольц К. Н. Новые данные о возрасте эффузивов Центрального Кавказа (Эльбрус, Чегем-Нальчик, Казбек), лакколитов Пятигорья и «гранитов Главного хребта», Сборник Всес. н.-и. геол. ин-та (ВСЕГЕИ), № 14, 1955.

Паффенгольц К. Н. Новые данные по стратиграфии лав Казбекского района и Кельского вулканического плато (Центральный Кавказ) и древнему оледенению этой области. «Советская геология», № 12, 1958.

Паффенгольц К. Н. Эльбрус (геологический очерк). Изв. АН СССР, сер. геол. № 2, 1959.

Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1959.

Пахомов В. К. К геоморфологии Дзегви-Даллярского участка долины р. Куры (Закавказье). Изв. Госуд. геогр. общ., т. 69, вып. 5, 1937.

Пейве А. В. и Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Изв. АН СССР, сер геол., № 4, 1950.

Пейве А. В. Принцип унаследованности в тектонике. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1956.

Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов. Статья 1, Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1956.

Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Главнейшие типы глубинных разломов. Статья 2. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1956.

Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. В сб.: «Структура земной коры и деформации горных пород». Изд. АН СССР, 1960.

Пейве А. В. Тектоника и магматизм. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1961.

Петров В. П. Современное состояние вопроса о неоинтрузиях Кавказа и о зависимости оптических свойств минералов от их залегания. АН СССР, Труды ИГН, вып. 165. Петрогр. серия (№ 47). 1955.

Петросов И. Х. Некоторые особенности влияния вулканизма на вещественный состав олигоцен-миоценовых глин Приереванского района. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XIX, № 4, 1966.

Петрохимические особенности молодого вулканизма. Материалы симпозиума, посвященного памяти академика А. Н. Заварицкого 22—24 марта 1962 г. АН СССР, Лабор. вулканологии. М., 1963.

Пиджян Г. О. Об осадочно-вулканогенной толще северо-восточного побережья озера Севан. Изв. АН Арм. ССР, серия физ.-мат., естеств. и технич. наук, № 6, 1956.

Пиджян Г. О. Ртутное оруденение северо-восточного побережья оз. Севан. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. н., т. 10, № 3, 1957.

Пинус Г. В. К вопросу о геологических формациях (Итоги дискуссионного совещания по геологическим формациям). Изв. АН СССР, сер. геолог., № 4, 1955.

Плошко В. В. Уруштенский комплекс Северного Кавказа. АН СССР, ИГЕМ. М., Изд-во «Наука», 1965.

Попов В. И. О непрерывности тектонических движений. Изд. Комитета науки Узб. ССР, Ташкент, 1940.

Попов В. И. Ядерная теория развития земной коры. Ташкентский гос. ун-т. Труды лабор. осадочных формаций и осадочных руд. Ташкент, 1960.

Попов И. В. Заметки о связи линии герцинских дислокаций с выходами габбро-пироксенитовых пород на Северном Кавказе. Труды Кубанского с.-х. ин-та вып. 8, 1929.

Половинкина Ю. И. и **Иванов Т. Н.** Разработка учения о магматических формациях — первоочередная задача петрографии. Междунар. геолог. конгресс, XXI сессия. Доклады советских геологов. 1960.

Половинкина Ю. И. Геологические закономерности развития магматизма на территории СССР. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., 1960.

Потапенко Ю. Я. и **Момот С. П.** Новые данные о кембрийских отложениях Северного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 164, № 3, 1965.

Потапенко Ю. Я. и **Момот С. П.** О литологии и возрасте Урлешской свиты Северного Приэльбрусья. «Советская геология», № 4, 1966.

Потапенко Ю. Я. Стратиграфическое расчленение додевонских метаморфических формаций Северного Приэльбрусья. Новочеркасск, 1967.

Прангишвили Г. М. Состояние сейсмической изученности Колхидской низменности. АН Груз. ССР. Труды Института геофизики, т. XIV, Тбилиси, 1955.

Преображенский И. А. Акцессорные минералы в изверженных горных породах. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 56, петрогр. серия (17), 1941.

Преображенский И. А. Об акцессорных элементах в горных породах и о превращении элементов. Труды ИГН АН СССР, вып. 86, петрогр. серия (№ 39). 1950.

Преображенский И. А. О температурах образования изверженных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1955.

Проблемы геологии и минеральных месторождений, петрологии и минералогии. Т. Проблемы петрологии и минералогии. АН СССР, ИГЕМ. М., 1969.

Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. АН СССР, отд. геол.-геогр. наук. М., 1963.

Проблемы палеовулканизма. Сборник. Перевод с англ. В. А. Кигай и др. Под редакцией и с предисловием А. П. Лебедева. Изд-во иностр. лит., М., 1963.

Проблемы перемещения материков. Сборник статей. Перевод с английского и немецкого. М., 1963.

Происхождение щелочных пород. Труды 3-го Всесоюзного петрографического совещания. (Государственный геологический комитет СССР), 1964.

Прокин В. А. К дисскуссии о пирокластах. Зап. Всес. минер. общ., 86, № 1, 1957.

Проничева М. В. О проявлениях новейшей тектоники в Северном Прикаспии. «Геология нефти», № 3, 1957.

Пустильников М. Р. О тектонике западного Предкавказья. «Советская геология», сб. 57, 1957.

Пустовалов И. Ф. О проявлениях верхнеюрского эффузивного магматизма в Крыму. ВСЕГЕИ, Информационный сборник № 11. Л., 1959.

Путкарадзе А. П. Новые данные о тектонике Бакинского архипелага. «Геология нефти», № 6, 1957.

Пущаровский Ю. М. О некоторых новых работах по геологии южной окраины Донецкого бассейна. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1955.

Пущаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. Труды Ин-та геологии АН СССР, вып. 28, 1959.

Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. Изд. АН СССР, 1939.

Пэк А. В., Лукин Л. И. Структуры и генезис месторождений Ктитеберды (Кургашин-Чат). Труды ин-та геол. наук АН СССР, вып. 84, сер. петрограф., № 27, 1947.

Рабинович А. В. Закономерности распределения акцессорных минералов в гранитоидах различных металлогенических зон. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., 1960.

Равич М. Г. Металлогения малых интрузий Горного Таймыра. Сб. «Закономерн. размещ. полезн. ископ.», т. II. Изд. АН СССР, 1959.

Радде Г. И. Хевсурия и Хевсуры (опыт монографии). Описание путешествия, совершенного летом 1876 г. Зап. Кавк. отд. Геогр .общ., кн. XI, вып. 2, Тифлис, 1881.

(Указываются валуны гранитов по левобережью Пирикитальской Алазани к северу от сел. Дартло).

Раджабов М. Н. и Аскеров Ф. Г. О жильных породах бассейна реки Кошкар-чай Дашкесанского района (Азербайджан). Ученые записки Азерб. гос. ун-та, № 4, 1963.

Расулов Г. Л. Геологическое строение левобережья реки Куры в пределах западного Азербайджана (между ст. Салоглы—сел. Еникенд). Ученые записки Азерб. гос. ун-та, сер. геол.-географ. наук, № 4, 1963.

Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах. АН СССР. ИГЕМ. М., 1963.

Резников А. П. Метаморфические сланцы р. Малки. Уч. Зап. Кабардино-Балкарского н.-исс. инст., т. 3, Нальчик, 1948.

Ренгартен В. П. и Домарев В. С. Джерахское медное месторождение в Ингушетии. Изв. Геол. ком., т. 46, № 7, 1927.

Ренгартен В. П. Вулканические туфы в окрестностях Нальчика на Северном Кавказе. Изв. Гл. геол.-разв. упр., т. 49, № 2, 1930.

Ренгартен В. П. Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа. Труды третьего всесоюзн. съезда геологов 20—26 сент. 1928 г. Ташкент, вып. II, 1930.

Ренгартен В. П. Горная Ингушетия. Геологические исследования в долинах рек Ассы и Камбилевки на Северном Кавказе. Труды Гл. геол.-разв. упр., вып. 63, 1931.

Ренгартен В. П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Труды Всес. геол.-разв. объед., вып. 148, 1932.

Ренгартен В. П. Геологические исследования в Тагаурской Осетии на Северном Кавказе. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, вып. 25, 1933.

Робинсон В. Н. Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейнов рек Лабы и Белой на Северном Кавказе. Труды Всес. геол.-разв. объед., вып. 22, 6, 1932.

Робинсон В. Н. Очерк стратиграфии палеозоя Северного Кавказа. В кн.: «Новые данные по стратиграфии и гидрогеологии Северного Кавказа», М.—Л., 1946.

Робинсон В. Н. Палеозой Большого Кавказа. Вестн. Ленингр. ун-та, № 3, 1948.

Робинсон В. Н. и Крестников В. П. К вопросу о палеозое Северной Кахетии. Докл. АН СССР, т. 106, № 5, 1955.

Родзяков Г. Н. Западное Предкавказье в неотектоническом этапе. Неотектоника СССР. Рига, 1961.

Рой Р. и Татл О. Исследование в гидротермальных условиях. Сб. Физика и химия Земли. Изд. ИЛ, 1958.

Ростовцев Н. Н. О геологической истории юрского периода в восточной части Большого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1948.

Роттман В. К. Вулканогенно-молассовая формация. Тр. Лабор. палеовулканологии, вып. 56(1). Изд. Казах. гос. ун-та, 1963.

Рубинштейн М. М. К проблеме геотектонического расчленения Грузии. Сборник трудов геол. ин-та АН Груз. ССР. Тбилиси, 1951.

Рубинштейн М. М. Об абсолютном возрасте некоторых магматических образований Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XVI. № 6, 1955.

Рубинштейн М. М. О возрасте кристаллического субстрата Кавказа. Сообщ. АН Груз. ССР, т. 24, № 2, 1960.

Рубинштейн М. М. и Буадзе В. И. О возрасте рудовмещающей толщи Худесского (Кизилкольского) медноколчеданного месторождения. Докл. АН СССР, т. 138, № 6, 1963.

Руженцев С. Р. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. Труды Геол. инст., вып. 192, 1968.

Рудоносные вулканогенно-осадочные формации геосинклиналей. Труды Геол. инст., вып. 141, 1965.

Рундквист Д. В. Пример зональности отложений в рудных телах. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 13, 1959.

Рундквист Д. В. О влиянии химического состава вмещающих и подстилающих пород на развитие эндогенной минерализации. В кн. „Contribution of the simposium Problems of post magmatic ore deposition", vol I, Prague, 1963.

Рундквист Д. В. Об одной общей закономерности геологического развития. Матер. к совещ. «Общие закономерности геологических явлений», вып. 1, Л., 1965.

Рундквист Д. В. Пульсационная гипотеза С. С. Смирнова в свете новых данных о процессах рудообразования. В сб.: «Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования». Труды годич. сессии Ученого совета, Новая серия, т. 155 ВСЕГЕИ, 1968.

Рундквист Д. В. Вопросы изучения филогенеза месторождений полезных ископаемых. Зап. Всесоюзн. минер. об-ва, ч. 97, вып. 2, 1968.

Рундквист Д. В. Накопление металлов и эволюция генетических видов месторождений в истории развития земной коры. Докл. сов. геол. на Междунар. геол. конгрессе, XXII сессии, М., «Наука», 1968.

Русская и Сибирская платформы и их обрамление. АН СССР, Труды геол. музея им. А. П. Карпинского, вып. 14, М., 1963.

Рыжов О. А. Об одном геоморфологическом факторе, не учитываемом при анализе складчатости. Докл. АН Узб. ССР, № 4, 1954.

Рябинин А. Н. Через Чанчахский перевал. Геологические исследования в области Перевальной жел. дор. через Главный Кавказский хребет. СПб, 1914.

Саакян П. С. и Лягин К. И. Основные черты металлогении Центрального Кавказа. Госгеолиздат, 1941.

Савич-Заблоцкий К. Н. Петрографические исследования пород гранодиоритовой магмы Горной Осетии (бассейн истоков р. Урух). Зап. Мин. общ., т. 61, вып. 1, 1927.

Сагателян Э. А. Минералогия свинцово-сурьмяных руд Азатекского месторождения Армянской ССР. АН Арм. ССР. Инст. геол. наук, Ереван, 1961. Реферат: Г. О. Григорян—Изв. АН Арм. ССР, геологич. и географич. науки, т. XVI, № 1, 1963.

Салун С. А. Порфировая формация складчатых областей. Изв. АН СССР, серия геол., № 7, 1957.

Самодуров П. С. Геолого-петрографическая характеристика сиенито-диоритов Большой лабы на Северном Кавказе. Ростовск. гос. ун-т, 1945.

Самохин А. А. Структурные особенности массива больших Балкан на Северном Кавказе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1957.

Саркисян С. Ш. К вопросу о формировании полиметаллического оруденения Аджарии. Кавк. инст. минер. сырья (КИМС). Тбилиси, 1957.

Сатиан М. А. Опыт расчленения меловых отложений бассейна р. Агстев по малым химическим элементам. Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, т. XV, № 3, 1962.

Сатиан М. А. К вопросу о питающих областях меловых отложений Ноемберянского и Иджеванского районов Армении. Изв. АН Арм. ССР, сер. геолог. и геогр. наук, т. XI, № 6, 1958.

Сатиан М. А., Степанян Ж. О., Чолахян Л. С. Новые данные о верхнемеловой вулканогенно-осадочной толще Юго-Западной части Малого Кавказа. Бюлл. Моск. об-ва исп. природы, отд. геологии, т. XLIII (3), 1968.

Сауков А. А. Геохимия. Госгеолиздат. М., 1960.

Сафронов И. Н. О новейших тектонических движениях в области северо-западного Кавказа по данным террас системы р. Кубани, «Советская геология», сб. 54, 1956.

Святловский А. Е. Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. (Сибирское отделение АН СССР. Институт вулканологии), 1967.

Сердюков Ф. С. Основные особенности геологических условий локализации и истории формирования рудопроявлений полиметаллов района верховьев рек Шахе и Белой на Северном Кавказе. Ростовский на-Дону гос. ун-т. Новочеркасск, 1960.

Сердюченко Д. П. Геологический возраст гранитов и серпентинитов Северо-Западного Кавказа. Учен. зап. Ростов. гос. ун-та, вып. 3, 1935.

Сердюченко Д. П. Минералого-петрографический очерк серпентинитов р. Малки. Учен. зап. Ростов. гос. унив., вып. 3, 1935.

Сердюченко Д. П. Граниты Бескеса и Мощевой и их контакты со змеевиками. Сев.-Кавк. петрогр. экспед. 1933, СОПС и Петрогр. инст. АН СССР, 1936.

Сердюченко Д. П. Кварцевый порфир с Большой Лабы. Учен. зап. Ростов н/Д ун-та, вып. 10, 1937.

Сердюченко Д. П. и др. Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. АН СССР. Министерство геологии СССР. Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, 1967.

Серпухов В. И. Общие принципы регионального металлогенического анализа. «Советская геология», сб. 43, 1955.

Синанян Г. А. Генетические типы и перспективы свинцово-цинковых месторождений Армянской ССР. Тр. Арм. геол. упр. М-ва геол. и охраны недр СССР, № 1, Ереван, 1957.

Синицын Н. М. Тектонические закономерности размещения ртутного оруденения Тянь-Шаня. Сб. «Закономер. размещ. полезн. ископ.», т. II, Изд. АН СССР, 1959.

Ситковский И. Н., Мустафабейли М. А. и **Везир-Заде А. З.** Шеелит в коренном залегании в Кельбаджарском районе. Ученые записки Азерб. госуд. ун-та, № 2, 1960.

Ситковский И. Н. Эндогенная металлогения Азербайджанской ССР в сопоставлении со смежными областями Кавказа и Средиземноморским металлогеническим поясом. Баку, 1966.

Скрипченко Н. С. К вопросу о закономерностях размещения медно-колчеданных месторождений Сев. Кавказа. Геол. рудн. мест., № 2, 1960. Рецензия **Ю. И. Дрыжака** и **Р. Л. Шустикова** «Геология рудн. мест-ний», № 6, 1960.

Скрипченко Н. С. Вулканогенно-осадочное рудообразование (на примере колчеданных месторождений Северного Кавказа). Изд. М., «Недра», 1966.

Скрытые рудоконтролирующие глубинные разломы. АН СССР, Труды инст. геол. рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ), вып. 84, М., 1962.

Смирнов В. И. Проблема поисков рудных месторождений, не имеющих выхода на поверхность земли. Советская геология, № 49, 1955.

Смирнов В. И. Шесть типов первичной зональности гидротермальных рудных тел. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1957 .

Смирнов В. И., Рыженко Л. М. Некоторые особенности образования и размещения ртутных месторождений. Сб.: «Закономер. размещ. полезн. ископ.», т. I, Изд. АН СССР, 1958.

Смирнов В. И. Опыт металлогенического районирования территории СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1959.

Смирнов В. И. Некоторые проблемы металлогении геосинклиналей. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1961.

Смирнов В. И. Конвергентность колчеданных месторождений. Вестн. Моск. ун-та, сер. IV, геол. № 2, 1960.

Смирнов В. И. и **Гончарова Т. А.** Геологические особенности образования колчеданных месторождений западной части Северного Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1960, Рецензия: **В. Б. Свиридов**—Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1961.

Смирнов В. И. Типы гипогенной зональности гидротермальных рудных тел. Генетические проблемы руд. Международный геологический конгресс. XXI сессия. Доклады советских геологов. Госгеолтехиздат, 1960.

Смирнов В. И. Связь эндогенного и экзогенного рудообразования вулканогенных геосинклинальных формаций. Сб.: «Рудоносность вулканогенных формаций». Тезисы докладов. Госгеолтехиздат, 1963.

Смирнов В. И. (ред.) Генезис эндогенных рудных месторождений. Изд. «Недра», М., 1968.

Смирнов Н. Н. Об андезитовых и базальтовых породах горы Цхра-Цхаро на Кавказе. Сборн. Минер. и геол. кабинета Моск. универс., М., 1916.

Смирнов Н. Н. Об андезитовых и базальтовых породах горы Цхра-Цхаро на Кавказе. г. Петрографическое исследование. 3. Литературный обзор. Сборн. Минер. кабинета Моск. ун-та. 1918.

Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 6, 1937.

Смирнов С. С. О современном состоянии теории образования магматогенных рудных м-ний. З.М.О., ч. 76, вып. 1, 1947.

Смирнов С. С. О тихоокеанском рудном поясе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1946.

Смирнов С. С. Зоны окисления сульфидных месторождений. ОНТИ, 1936.

Смирнов Ф. Л. и Сенатская Г. С. К вопросу о генезисе Урупской группы колчеданных месторождений. Вестник МГУ, сер. биол., почвовед., геол., геогр., № 3, 1959.

Снежко Е. А. Некоторые вопросы закономерностей размещения медноколчеданных руд на Северном Кавказе. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 5, 1962.

Снежко Е. А., Греков И. И. Генетические типы рудовмещающих формаций в палеозое Северо-Западного Кавказа. Тезисы докл. научн. геол. конф. Ростовского ун-та. 1963.

Соболев Н. Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. Госгеолиздат, 1952.

Соболев Н. Д. К характеристике Кавказских ультрабазитов. Изв. АН СССР, сер. геолог., вып. 1, 1953.

Соболев Н. Д. Что такое гранит? «Советская геология», сб. 43, 1955.

Соболев Н. Д. Об анортоклазах в трахилипаритах Северного Кавказа. Минералогический сборник Львовского геолог. об-ва, № 11, 1957.

Соболев Н. Д. и др. Неогеновые интрузивы и домезозойский фундамент района Кавказских Минеральных Вод. Тр. Всес. н.-и. ин-та минер. сырья (ВИМС), вып. 3 (новая серия), 1959.

Современные проблемы металлогении. Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. АН СССР, Отделение наук о Земле. Научный совет по рудообразованию. 1967.

Современный вулканизм. Труды Второго Всесоюзного вулканологического совещания 3—17 сентября 1964 г. Т. 1. Сибирское отделение АН СССР. Институт вулканологии. 1966.

Соколова Е. А. О марганценосных вулканогенно-осадочных формациях калифорнийского типа. Тр. ГИН АН СССР, вып. 81, 1963.

Соловкин А. Н. Геолого-петрографический очерк Курдистана и прилегающих частей Южного Карабаха. Изд. АзФАН СССР, 1939.

Соловьев В. Г. О некоторых вопросах генезиса и свойств полиметаллических месторождений. Труды Всес. геол. ин-та, вып. 2, 1950.

Соловьев В. Ф. Рельеф и строение Апшеронского порога. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1954.

Соловьев В. Ф. Некоторые вопросы тектоники Каспийского моря. Тр. Совещания по тектонике альпийск. геосинклинальной области Юга СССР. АН Азерб. ССР, Баку, 1956.

Соловьев В. Ф., Кулакова Л. С., Агапова Г. В. Рельеф и современная тектоническая структура дна Южного Каспия. В кн.: «Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса». Проблема 10. Морская геология, М., Госгеолтехиздат, 1960.

Соловьев С. П. Делленииты (дацито-липариты) в районе р. Кыртыка (приток р. Баксана, Северный Кавказ). Зап. Рос. минерал. об-ва, ч. 60, № 2, 1931.

Соловьев С. П. Чегемская вулканическая область и район бассейнов рек Кестанты и Сакашиль (Северный Кавказ). Труды ЦНИГРИ, вып. 103, 1938.

Соловьев С. П. Кристаллические сланцы Главного Кавказского хребта и их генезис. «Советская геология», т. IX, № 8, М., 1939.

Соловьев С. П. Щелочные полевые шпаты древних и молодых интрузий Кабардино-

Балкарии и некоторые вопросы, с ними связанные. Записки Всерос. минер. общ. ч. XIX, 1940, № 2—3.

Соловьев С. П. Рудоносный район Тырны-ауз. Молодые интрузии и контактовый метаморфизм рудоносного района Тырны-ауз. АН СССР, Инст. геол. наук. Петрография СССР, сер. II, вып. 6, 1940.

Соловьев С. П. О среднем составе магматических комплексов в различные эры. Докл. АН СССР, т. 50, 1945.

Соловьев С. П. Распределение магматических горных пород в СССР и некоторые вопросы петрологии. М., Госгеолиздат.

Соловьев С. П. Гранитоиды, их эволюция и генетические типы. Зап. Всесоюзн. мин. об-ва, ч. XCI, вып. 6, 1962.

Соловьев С. П. Некоторые вопросы химизма магматических горных пород. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. XCIII, вып. 6, 1964.

Соловьев С. П. Главнейшие особенности древнейших образований Большого Кавказа. АН СССР. Труды лаборат. докембрия, вып.19, 1964.

Сопко П. Ф. Геология, условия формирования и закономерности размещения колчеданных месторождений Малого Кавказа на примере Северной Армении и некоторых других районов, 1967.

Сорский А. А., Кириллова И. В. К вопросу о тектоническом районировании складчатых областей. Докл. АН СССР, т. 100, № 2, 1955.

Сорский А. А. Основные черты строения и развития Кавказа в связи с его глубинной структурой. Сб.: «Глубинное строение Кавказа», М., 1966.

Спенсер Э. Кали-натровые полевые шпаты. Некоторые приложения к петрогенезису. Издание Центр. геол. библиотеки. Перев. по геол. и полезн. ископ. № 144. Л., 1940.

Срабонян М. Х., Усик В. И. Фазы формирования гранитоидов Кавказского хребта (истоки рек Белый и Малый Зеленчук). Советская геология, № 2, 1964.

Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга и Восточного Казахстана. Редактор И. В. Лучицкий. Сибир. отд., АН СССР, Инст. геологии и геофизики. Новосибирск, 1966.

Старицкий Ю. Г., Семенов А. И. и др. Основные вопросы металлогении в связи с составлением металлогенической карты СССР нового издания. Труды ВСЕГЕИ, т. 143, 1967.

Старицкий Ю. Г., Семенов А. И. и др. Главные типы металлогенических провинций и структурно-металлогенических (металлогенических) зон на территории СССР. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 8. М., 1967.

Стороженко И. Д. Хуландойское сурьмяно-вольфрамовое месторождение (северный Кавказ). Изв. Новочеркасск. индустр. ин-та; Научн. отд., геол.-развед. часть, 5 (19), 1939.

Стратиграфические и геохронологические подразделения. Под общей редакцией Л. С. Либровича. Госгеолтехиздат, 1954.

Страхов Н. М. О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1949.

Страхов Н. М. К познанию литогенеза вулканогенно-осадочного типа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1962.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, М., 1963.

Студенникова З. В. и Кнорре К. Г. О возрасте гранитоидов Северного Кавказа. «Геохимия», № 7, 1957.

Студенникова З. В., Глинкина М. И., Павленко Л. И. К вопросу о распределении молибдена в интрузивных породах. «Геохимия», № 2, 1957.

Субботин С. И. О связи аномалий силы тяжести с вертикальными движениями земной коры. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 4, 1955.

Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш. Мантия Земли и тектогенез. АН Укр. ССР, Институт геофизики. «Наукова думка». Киев, 1968.

Суворов А. И. Некоторые признаки подземных разломов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1955.

Судовиков И. Г. К вопросу о возможной связи гидротермального оруденения с гранитизацией. Труды I Всес. петр. совещ. Изд-во АН СССР, 1955.

Сулейманов С. М. и Аликулиев Г. Г. Шеелит-вольфрамитоносные жилы Далидагского массива и их генетические особенности. Ученые записки Азерб. гос. ун-та № 5—6, Баку, 1962.

Сулейманов С. М. и Насибов Т. Н. Ртутная минерализация в Азербайджане. Ученые записки Азерб. гос. ун-та, сер. геол.-геогр. наук, № 6, 1963.

Сулейманов С. М., Баба-заде В. М. Об асбестовых проявлениях в районах Лачин-Кельбаджарских хромитовых месторождений. Ученые записки Азерб. гос. ун-та, сер. геол.-геогр. наук, № 4, 1963.

Султанов Р. Г. О характере сопряжения границы южного склона Большого Кавказа с примыкающей Алазано-Автаранской подгорной долиной в Азербайджане. Докл. АН Азерб. ССР, т. II, № 9, 1955.

Султанов Р. Г., Керимов А. Д. Дациты и андезиты в Белоканском районе Азербайджана. Уч. записки Азерб. ун-та, № 12, 1956.

Схиртладзе Н. И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. АН Груз. ССР, Геол. инст. Монографии, № 8, Тбилиси, 1958.

Тамразян Г. П. К вопросу о Каспийском перешейке. Докл. АН Азерб. ССР, № 12, № 3, 1956.

Тамразян Г. П. К вопросу о строении Земли. Изв. АН Туркм. ССР, № 1, 1959.

Тамразян Г. П. Об одной важнейшей особенности строения Южно-Каспийской впадины. Докл. АН СССР, т. 131, № 4, 1960.

Тамразян Г. П. К тектонической характеристике Восточного Азербайджана с учетом численных показателей складчатости. Тр. Ин-та геологии АН Азерб. ССР, т. 21, 1961.

Тамразян Г. П. Некоторые главнейшие планетарные тектонические закономерности и и их причинные связи. Изв. Высш. учебн. завед., геология и разведка, № 11, 1967.

Татаринов П. М. и Магакьян И. Г. Опыт классификации постмагматических месторождений. Зап. Всес. минералог. об-ва, ч. 78, вып. 3, 1949.

Татаринов П. М. К вопросу о роли вмещающих пород в процессе образования эндогенных месторождений полезных ископаемых. «Геология рудных месторождений», № 2, 1959.

Татаринов П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Татевосян Л. К. Некоторые черты глубинного строения земной коры в области Кавказа по гравиметрическим данным. Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, т. XIV. № 5, 1961.

Татевосян Т. Ш. К петрографии основных и ультраосновных пород Амасийского района Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, физ.-мат., естест. и техн. науки, т. III, № 2, 1950.

Татевосян Т. Ш. Эклогитоподобные метаморфические сланцы Амассийского района Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. физ.-мат., ест. и техн. наук, т. IV, № 2, 1951.

Татевосян Т. Ш. К петрографии изверженных пород Красносельского района Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР, серия физ.-мат., ест. и техн. наук, т. IV, № 2, 1952.

Татевосян Т. Ш. Некоторые метаморфические породы северо-восточного побережья озера Севан. Труды Ереван. ун-та, геол. серия, т. XXXVI, 1952.

Татевосян Т. Ш. К петрографии основных и ультраосновных пород г. Арамазд. Изв АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, т. XIII, № 3—4, 1960.

Татевосян Т. Ш. Условия образования щелочных сиенитов Баргушатского хребта (Армянская ССР). Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, т. XIII, № 5, 1960.

Татришвили Н. Ф. К петрографии южного склона Главного Кавказского хребта в

пределах Верхней Рачи. Матер. по петрогр. Груз. ССР. Тр. Груз. геол. упр., вып. V. 1941.

Татришвили Н. Ф. Магматическая деятельность в Грузии в допалеозое и палеозое. Изд-во «Техника да Шрома». Тбилиси, 1948.

Таусон Л. В. Редкие элементы как индикаторы пределов дифференциации магм. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., 1960.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд. АН СССР, 1962.

Таян Р. Н. Новые данные о геологическом строении интрузии порфировидных гранитов и гранодиоритов Мегринского плутона. Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, т. XVI, № 3, 1963.

Твалтвадзе Г. Т. Строение земной коры на Кавказе по геофизическим данным. Сб.: «Глубинное строение Кавказа», М., 1966.

Твалчрелидзе Г. А. Эндогенная металлогения Грузии. Госгеолтехиздат. М., 1961.

Твалчрелидзе Г. А. О некоторых особенностях эндогенного оруденения, связанного с эффузивным вулканизмом. АН СССР, Комиссия по осад. пор. при отд. наук о Земле. Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые (по матер. VI Всесоюзн. литолог. совещ. Тбилиси, 1963). Изд-во «Наука», М., 1965.

Твалчрелидзе Г. А. Основные закономерности размещения медных месторождений Кавказа. «Советская геология», № 8, 1967.

Тезисы докладов на III Всесоюзном совещании по закономерностям формирования и размещения эндогенных месторождений альпийской геосинклинальной зоны на территории СССР. АН СССР, АН Азерб. ССР и др., Баку, 1962.

Тезисы докладов III конференции по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа (15—17 мая). СКГУ, Ессентуки, 1968 г.

Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. (Материалы Совещания по проблемам тектоники в Москве; 1—7 февр., 1963). Отв. ред. Н. А. Беляевский и др., М., «Наука», 1964

Тектонические карты континентов на XXII сессии Международного геологического конгресса. (Международный геологический конгресс. Комиссия по геологической карте мира). 1967.

Темин Л. С. Тектоника Ставрополья. Тр. Всес. н.-и. ин-та природн. газов, вып. 4 (12), 1958.

Тернер Ф. и Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд-во Ин. лит., 1961.

Тетяев М. М. О месте явлений оруденения в общем ходе развития структуры земли. «Проблемы советской геологии», № 5, 1935.

Тимофеев Б. В. О возрасте древних осадочных свит Северного Приэльбрусья. Докл. АН СССР, т. 144, № 1, 1962.

Тихомиров В. В. Малый Кавказ в верхнемеловое время (основные типы отложений и условия их образования). АН СССР, Труды Инст. геол. наук, вып. 123, геолог. серия (№ 44), 1950.

Тихомиров В. В. О связи процесса перестройки земной коры с вертикально направленными тектоническими движениями. Докл. АН СССР, т. 151, № 5, 1963.

Труды конференции по вопросам региональной геологии Закавказья (ноябрь, 1951). АН Азерб. ССР, Баку, 1952.

Труды совещания по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР. АН Азерб. ССР, Инст. геологии, Баку, 1956.

Труды первой Закавказкой конференции молодых научных сотрудников академий наук Грузинской, Азербайджанской и Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.

Труды Второй Закавказской конференции молодых научных сотрудников геологических институтов академий наук Грузинской, Армянской и Азербайджанской ССР при участии молодых научных сотрудников института геологии Академии наук Туркменской ССР. Изд. АН Азерб. ССР. Баку, 1960.

Тузиков Р. П. Некоторые черты генезиса Урупских колчеданных месторождений

(Северный Кавказ). Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 5. Рецензия **В. В. Свиридова**—Изв. АН СССР, сер. геолог., № 3, 1960.

Туфолавы (сборник). Труды Лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 14. Изд-во АН СССР, 1957. Рецензия **Е. Ф. Малеева**—Изв. АН СССР, сер. геолог., № 2, 1959.

Туфолавы и игнимбриты. Труды симпозиума, посвященного памяти академика А. Н. Заварицкого 12—14 апреля 1961 г. Труды Лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 20, 1961.

Ульянов А. В. Тектоника Северо-Западного Кавказа. Геология СССР, т. IX, 1942.

Ульянов А. В. Геологическая история Западной Грузии в третичное время. АН СССР, Институт нефти. М., 1954.

Усов М. А. Фации и фазы интрузивов. Изв. Спб. отд. геол. ком., т. 4, вып. 3, 1925.

Усов М. А. Фации и фазы пород эффузивного облика. «Проблемы советской геологии», № 9, 1935.

Усов М. А. Циклы, фазы и этапы эндогенных геологических процессов. Сб.: «Вопросы геологии Сибири», т. 1, 1945.

Успенский Н. С. Кедабекский тип медных месторождений на Кавказе. «Изв. общ. горных инженеров», 1900.

Успенский Н. С. Колчеданные месторождения Кедабекского типа и их разведка. «Уральский техник», январь, 1910.

Устиев Е. К. Интрузия палеозойских гранитов в Борчалинском районе Грузии. АН СССР, Труды петрогр. инст., вып. 7—8, 1936.

Устиев Е. К. Некоторые петрологические и геологические аспекты проблемы игнимбритов. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 11, 1961.

Устиев Е. К. Проблемы вулканизма—плутонизма. Вулкано-плутонические формации. Изв. АН СССР, серия геол., № 12, 1963

Уиллис Б. и **Уиллис Р.** Структурная геология (геологические структуры). Перевод с английского В. А. Вейнберг. Баку, 1932.

Фарамазян А. С. Закономерности распределения рения в рудах Каджаранского месторождения. Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, т. XIV, № 1,1961.

Фарамазян А. С. и **Акопян А. Г.** Рений в некоторых молибденовых рудопроявлениях Айоцдзорского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, геолог. и географ. науки, т. XVI, № 3, 1963.

Федоров Е. С. Кедабекит и виолант. Изв. Моск. сельскохоз. инст., т. VII, 1901.

Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. Труды геол. ин-та АН СССР, вып. 10, 1957.

Федоров П. В. Древние береговые линии Черного моря на побережье Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., 2, 1960.

Федынский В. В. Гравитационная характеристика предгорных и межгорных впадин в геосинклиналях. В сборнике памяти А. Д. Архангельского. Изд.-во АН СССР, 1951.

Феннер К. Н. Пневматолитические процессы при образовании минералов и руд. В кн. «Геология рудных месторождений Западных штатов США». ОНТИ, 1937.

Флоренский А. и **Барсанов Г.** Геология, петрография и полезные ископаемые бассейна р. Лопанис-цкали в Юго-Осетии. СОПС АН СССР, сб. IV, 1936.

Флоровская В. Н. Геохимические основы становления жизни. Вестник Моск. ун-та, № 2, 1964.

Формозова Л. Н. Эксгаляционно-осадочные месторождения железных руд типа Лаш-Билль и геологическая обстановка их образования. Тр. ГИН, АН СССР, вып. 81, 1963.

Фредерикс Г. Н. История, строение и жизнь Земли с точки зрения распада материи «Журнал геофизики и метеорологии», IV (1), 1927.

Фремд Г. М. Вопросы классификации и номенклатура пирокластических пород. Вестник АН Казахской ССР, № 8 (173), 1959.

Хаин В. Е. Основные закономерности развития геосинклиналей (на примере Кавказа). Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1948.

Хаин В. Е. О некоторых основных понятиях в учении о фациях и формациях. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы (МОИП), отд. геол., 25, (6), 1950.

Хаин В. Е. Геотектоническое развитие юго-восточного Кавказа. Азнефтеиздат, 1950.

Хаин В. Е. и Шарданов А. Н. Геологическая история и строение Куринской впадины. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1952.

Хаин В. Е. О непрерывно-прерывистом течении тектонических процессов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1950.

Хаин В. Е., Шарданов А. Н., Соловьев В. Ф. и Григорянц Б. В. Тектоническое положение Апшеронского полуострова (по новым материалам). Изв. АН СССР, сер. геолог., № 1, 1955.

Хаин В. Е. К проблеме строения Каспийской впадины и структурных связей между Кавказом и Закаспием. «Геология нефти», № 9, 1958.

Хаин В. Е. Закавказский срединный массив и концепция Грузинской глыбы. Сборник в честь А. И. Джанелидзе. АН Груз. ССР. Тбилиси, 1959.

Хаин В. Е.,Ломизе М. Г. Поперечные конседиментационные разломы на границе Центрального и Западного Кавказа и распределение фаций мезозоя и кайнозоя. Изв. АН СССР,серия геол., № 4, 1961.

Халилова Т. А. Железо-марганцовые месторождения Ханларского района. АН Азерб. ССР, Инст. геологии. Баку, 1960.

Халифа-Заде Ч. М., Аббасова С. М. Сидеритовые залежи Дагестана. Геолог. инст. Дагестанского филиала АН СССР, 1963.

Харлей П. М. Возраст Земли. Перевод с английского. Физматгиз, 1962.

Харчук Л. П. и Балицкий В. С. Размещение эндогенного полиметаллического оруденения на Северном Кавказе. Труды по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа, вып. IX, 1959.

Хачатурян Э. А. Основные закономерности в распределении железорудных месторождений и проявлений в Армянской ССР. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». М., 1958.

Хачатурян Э. А. Полезные ископаемые Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР, 1963.

Хесс Г. Первичная перидотитовая магма. Перевод с англ. Дискина. Л., 1939.

Хесс, Гарри Гамманд. Островные дуги, аномалии силы тяжести и интрузии серпентинита (к проблеме офиолитов). Межд. Геолог. Конгресс. Труды XVII сессии, т. II, 1937, М., 1939.

Хесс Г. Г. Серпентиниты, орогенез и эпейрогенез. Сб. «Земная кора». Изд-во иностр. лит., 1957.

Хераскоv Н. П., Келлер Б. М., Штрейс Н. А. О геологических формациях (К итогам совещания по формациям в Западносибирском филиале АН СССР). Изв. АН СССР, сер. геолог., № 4, 1953.

Химические составы изверженных и метаморфических горных пород Армянской ССР. Инст. геол. наук. Ереван, 1962.

Хитаров Н. И., Лебедев Е. Б., Ренгартен Е. В., Арсеньева Р. В. Сравнительная характеристика растворимости воды в базальтовом и гранитном расплавах. АН СССР, «Геохимия», № 5, 1959.

Хитаров Н. И. Некоторые вопросы геохимии в связи с изучением глубинных зон Кавказа. Сб.: «Глубинное строение Кавказа», 1966.

Холмс А. Происхождение изверженных горных пород. Перевод с английского Н. А. Елисеева. Л., 1934.

Хребтов А. И. Геотермические условия и термальные воды Центрального Предкавказья. АН СССР. Научный совет по геотермическим исследованиям. 1965.

Хрущев Н. А. О вертикальной зональности некоторых рудных месторождений. Зап. Всесоюзн. минералог. об-ва, ч. 82, № 1, 1953.

Хрущев Н. А. Тырны-ауз (скарновое вольфрамо-молибденовое месторождение на Северном Кавказе). «Советская геология», № 2, 1958.

Цагарели А. Л. О связи мезозойско-кайнозойского вулканизма Грузии с глубинными разломами. Сб.: «Глубинное строение Кавказа», М., 1966.

Церцвадзе З. Я. О приуроченности ртутного оруденения к зонам глубинных разло

мов на южном склоне Большого Кавказа. Труды КИМС, вып. VI (8). Тбилиси, 1965.

Чжан И-Вэй. Геологическое строение Апшеронского порога. Изв. АН Турк. ССР, серия физ.-мат., химич. и геолог. наук, № 23, 1962.

Чибухчян З. О. Об определении абсолютного возраста плагиоклазов методом сравнительной дисперсии двупреломления. Докл. АН Арм. ССР, т. XXXVII, № 4, 1963.

Чикрызов Г. С. Перекрещивающаяся складчатость в западных отрогах Гиссарского хребта. Труды САГУ, новая серия, вып. XXX (геология), кн. 3, Ташкент, 1952.

Чирвинский П. Н. К петрографии и геологии Кедабекского медного месторождения в Закавказье. Изв. Алекс. Донского политехн. ин-та, т. III, вып. 4, 1914.

Чирвинский П. Н. Кларки магматических пород щитов и геосинклиналей. В кн.: «Академику Дмитрию Степановичу Белянкину к 70-летию со дня рождения и сорокапятилетию научной деятельности». М., 1946.

Чирвинский П. Н. Количественный минералогический состав гранитов и грейзенов. М., 1911.

Чихелидзе С. С. Доюрские осадочные формации Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, 1943.

Чичинадзе К. Н. Металлогения Горной Рачи и Сванетии. Кавк. эксп. СОПС, изд. АН СССР, 1945.

Чхотуа Г. К петрографии древних основных и ультраосновных пород верховьев р. Кодори в Абхазии. Бюллетень геолог. инст. Гр., т. V, вып. 1, 1938.

Чхотуа Г. Р. Интрузивы Абхазии. Тр. Грузин. геол. упр., вып. 2, 1941.

Шабоян К. С. Некоторые закономерности распределения галогенов в гранитоидах Баргушатского хребта. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXI, № 3, 1968.

Шарданов А. Н. Тектоническое строение Северо-Западного Кавказа. Труды Красноводск. фил. ВНИИ, вып. 3, 1960.

Шарков В. В. Геология подводного склона западного берега Каспийского моря (от горы Махачкала до устья р. Куры). М.—Л., Изд-во «Наука», 1964.

Шаталов Е. Т. К рациональному наименованию некоторых осадочных и пирокластических пород. ОНТИ, 1937.

Шаталов Е. Т. (ред.) Скрытые рудоконтролирующие глубинные разломы. М., 1962.

Шаталов Е. Т. Металлогеническое районирование. В книге—«Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. Изд. АН СССР, 1963.

Шаталов Е. Т., Коптев-Дворников В. С. и др. О геохимической и металлогенической специализации магмы. В кн.: «Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов». М., 1965.

Шаталов Е. Т. Общие закономерности формирования и размещения магматических пород. В книге—«Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов». Изд. «Недра», 1965.

Шаталов Е. Т. Основные принципы генетической классификации рудоносных площадей (с эндогенной минерализацией). В книге—«Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов». Изд-во «Недра», 1965.

Шаталов Е. Т., Семенов А. И. и др. Основные вопросы металлогении в связи с составлением металлогенической карты СССР нового издания. Труды ВСЕГЕИ, т. 143, 1967.

Шаталов Е. Т. Некоторые вопросы развития региональной металлогении. В книге—«Геологическое строение СССР», т. V. Изд-во «Недра», 1968.

Шатский Н. С. О надвигах восточной части Черных Гор на Северном Кавказе. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы (МОИП). Нов. сер., т. XXXIII, отд. геол., т. III, № 3—4, 1925.

Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1956.

Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1947.

Шатский Н. С. О глубинных дислокациях, охватывающих и платформы, и складча-

тые области (Поволжье и Кавказ). Сравнительная тектоника древних платформ, ст. 4. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1948.

Шатский Н. С. О длительности складкообразования и фазах складчатости. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1951.

Шатский Н. С. О марганценосных формациях и о металлогении марганца. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1954.

Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфатовых залежей. В кн.: «Совещание по осадочным породам», вып. 2. Изд-во АН СССР, 1955.

Шейнманн Ю. М. Заметки о классификации структур материков. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1955.

Шейнманн Ю. М. О терминах необходимых и «необходимистых». Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXX (2), 1955.

Шейнманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли. Труды ВНИИ—1, вып. 49. Магадан, 1959.

Шейнманн Ю. М. Некоторые черты эволюции магматизма складчатых поясов. В кн., «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», М., 1960.

Шейнманн Ю. М. О связи щелочных магматических формаций с крупнейшими структурами материков. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., 1960.

Шейнманн Ю. М. Поверхность Мохоровичича, глубина зарождения магм и размещение гипербазитов. Сов. геология, № 8, 1961.

Шейнманн Ю. М. О тектонических условиях магмообразования. В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. Изд. АН СССР, М., 1963.

Шейнманн Ю. М. Магмы и геосинклинальный процесс. В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. Изд-во «Наука», М., 1964.

Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии (о связи тектоники с возникновением магм). Издательство «Недра», М., 1968.

Шенгелия Д. М. Петрология Дарьялского массива. АН Груз. ССР, Тбилиси, 1962.

Шилкина И. А. Ископаемые древесины Годердзского перевала и их значение для истории флоры Кавказа. Автореферат кандидатской диссертации. АН СССР, Ботанич. инст. Л., 1954.

Шинкарев Н. Ф. Габбро-сиенитовая формация Туркестано-Алая и проблемы генезиса щелочных пород в свете современных данных физико-химии. Ленингр. унив., 1967.

Шипулин Ф. К. Интрузии и рудообразование (на примере Дашкесана). Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. 1968.

Ширинян К. Г., Карапетян К. И. Петрогенезис новейших кварцсодержащих лав Армении. Изв. АН Арм. ССР, сер. геолог. и географ. наук, т. XII, № 1, 1959.

Ширинян В. Г. Глубинная ассимиляция и ее значение для выявления погребенных под лавами потенциально-рудоносных площадей. Докл. АН Арм. ССР, т. XXXIII, № 2, 1961.

Ширинян К. Г., Аракелян Р. А. и др. Основные закономерности эффузивного магматизма Армении. АН Арм. ССР, Труды инст. геолог. наук, Ереван, 1963.

Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и развитие азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. АН Азерб. ССР, Баку, 1956.

Шихалибейли Э. Ш., Корнев Г. П. Тектоника восточной части Малого Кавказа. «Советская геология», № 11, 1959.

Шлепнев Н. И. Эпейрогенические колебания в Закавказье и уровень Черного и Каспийского морей. Изв. АН Азерб. ССР, № 2, 1946.

Шнейдерхен Г. Генетическая классификация месторождений на геотектонической основе. В сб.: «Рудные регенерированные месторождения». Изд-во иностр. лит., 1957.

Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. Перевод с немецкого Т. В. Усовой. Под редакцией и с предисловием В. И. Смирнова. ИИЛ М., 1958.

Шнейдерхен, Борхерт. Зональная классификация рудных месторождений. Рефер. журн., № 9, 1958.

Шнитников А. В. Ритм Каспия в послеюрме. Докл. АН СССР, новая серия, т. 94, № 4, 1954.

Шония Н. Ф. О возрасте баритового оруденения в Западной Грузии. Сб. тр. геол. ин-та АН Грузинской ССР, 1959.

Штейберг Д. С. О химической классификации эффузивных горных пород. АН СССР Уральский филиал, Труды ин-та геологии, вып. 72, Свердловск, 1964.

Штеклин Дж. Тектоника Ирана. «Геотектоника», № 1, 1966.

Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Географгиз, 1948.

Шульц С. С., Брунс Е. П. Структурно-фациальный анализ отдельных конседиментационных складок. Вопр. геологии Азии, 2, М., Изд-во АН СССР, 1955.

Шульц С. С. и Можаев Б. Н. Опыт изучения тектонического строения морского дна Северного Каспия и его побережий по данным аэрогеологических исследований Труды лаборатории аэрометодов, т. V, Л., 1956.

Шурыгин А. М. Условия формирования структур центральной части юго-восточного Кавказа. «Советская геология», № 3 и 8, 1958.

Шурыгин А. М. Условия формирования структур Юго-восточного Кавказа. Моск. ун-т, М., 1959.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Изд-во «Недра», 1968.

Щеглов А. Д. Представления С. С. Смирнова о рудных формациях и их значение для классификации эндогенных месторождений. В кн. «Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования». Труды ВСЕГЕИ, нов. сер. т. 155, 1968.

Щербина В. В. О форме нахождения химических элементов в магматическом расплаве. Сб.: «Вопр. петр. и минер.», т. 1. Изд АН СССР, 1956.

Эдилашвили В. Я. К геологии района развития сланцевой серии Абхазии и Сванетии. Труды Кавк. инст. минер. сырья (КИМС), вып. III (5), Тбилиси, 1961.

Эдилашвили В. Я. и др. Об особенностях складчатости на северном крыле Квирильской синклинали. Труды Кавк. инст. мин. сырья (КИМС), серия геология, вып. VI (8), 1965.

Экнадиосянц Е. И. Литология нижней юры горной Чечено-Ингушетии и смежных районов Дагестана. Новочеркасск, 1967.

Эммонс В. Изменения первичного оруденения с глубиной. Перевод с английского В. Ф. Логачева. Геолразведиздат, 1933.

Эммонс В. О механизме образования некоторых систем металлоносных рудных жил, связанных с гранитными батолитами. В кн. «Геология рудных месторождений Западных штатов США». ОНТИ, 1937.

Эристави М. С. Грузинская глыба в нижнемеловое время. АН Груз. ССР, Труды геолог. ин-та. Тбилиси, 1952

Эфендиев Г. Х. Гидротермальный рудный комплекс северо-восточной части Малого Кавказа. АН Азерб ССР, Баку, 1957.

Юнов А. Ю. К вопросу о тектонике северо-западной части Южно-Каспийской впадины. Докл. АН Азерб. ССР, № 6, 1960.

Якушева А. Ф. О новейших движениях земной коры в области Северо-Западного и Западного Прикаспия. Вестник МГУ, вып. 7, № 10, 1955.

Яншин А. Л. Проблема срединных массивов. Бюллет. МОИП, отд. геол., № 5, 1965.

Arni P. Tektonische Grundzüge Ostanatoliens und benachbarter Gebiete. „Maden Tektik,,, Abh, № 4, Ankara, 1930, 90s, 7 Abb., 5 Tafeln („Metea" Veröff. Inst, Lagerstättenforschungen an Turkei, Serie B). Ref. Leuchs: N. Yb., III, H. 2, ss. 251—253, 1940. Первая обстоятельная сводная работа по тектонике Анатолии; большой список литературы.

Bemmelen van, R. W. On the Origin and Evolution of the Earth's Crust and Magmas. Geol. Rundschau, Band 57, 3. Stuttgart. 1968.

Bobek H. Reise in Nordwest-Persien 1934. Zeitach. der Gesellsch fur Erdkunde zu Berlin. Heft 9-10, December 1934, ss 359-369. Berlin, 1934.

Bonnet P. Sur l'Oligocene de la Transcaucasie meridionale Comptes rendus d. s. etc № 18—17 p. 205—207. Paris, 1927.
Bonnet P. et Bonnet. M-me N. Description geologique de la Transcaucasie meridionale (Chaine de l'Araxe Moyen). Paris. Soc geol. de France, Memoires de la geol. de France. Nouvelle serrie. T. 25, № 53. 1947.
Cornwall H. R. A summary of ideas on the origin of native copper deposits. Econ. Geol., v. 51, № 7, 1956
Dervies V. Recherches sur les roches eruptives des environs de Nachitschevan. Geneve, 49 p., 1910.
Egeran N. et Fahn T. Note sur la carte sismique de la Turquie. M. T. A., Ancara, 1944.
Egeran N. Tectonique de la Turqnie. Nansy, 1947.
Füron R. Geologie du Plateau Iranien' Mem· Mus. Sc. Nat., t. VII, fasc. 53, 1941.
Füron R. Introduction a la geologie et a l'hydrogeologie de la Turquie. Paris, 1953.
Gutenberg R., Richter S. Seismicity of the Earth. 1954.
Holms A. The origin of igneousrocks. Geolog. Magaz., vol. LXIX, 1932.
Ketin I. und Roesli F. Makroseismische Uutersuchungen über das nordwestanatolische Beben vom 18 März 1953. Ecl. geol. Helv., v. 46. 1954.
Klüpfel Walther. Die Auswertung vulkanischer Vorgange für die Lösung geologischer Probleme. Forsch. und Fortschr., t. 20, № 11, 12, 1955.
Lahn E. Relation entre tectonique et sèismicitè en Turquie. Bull. Soc. geol. France, ser. 5. T. XVIII, fasc. 7—8—9, 1948.
Lahn Ervin. Note sur la geologie de l'Anatolie orientale. Ecloge Geologicae Helvetiae, vol. 44. № 2, pp. 307—314, 1951.
Lahn E. Les zones seismiques de l'Anatolie orientale (Turquie). Publ. Bur. Central Seismol, Internat; Ser. A, fasc, 18, 1952.
Niggli Paul. Das Problem der Granitbildung. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, Band. XXII, Heft. I, 1942.
Nowak E. Kreide Entwicklung und Grostektorik in Nord-Anatolie en. Centr. Blatt für Miner., Geol. und Pal., № 6, 1932. Впервые установлен „пафлагонский рубец"— главнейшая структурная линия Анатолии; на Малом Кавказе ей отвечает Севанский надвиг (поддвиг).
Oswald, F. A. Treatise on the Geologie of Armenia. Part. I—II, pp. 517, 31 pl. Iena 1906.
Oswald F. Geology or Armenia. London, 1908.
Paffengoits K. N., Ter-Mesropyan G. T. Geology and petrology of the Aragats massif (Armenia). „Jnfernat. Geol. Rev.", № 10, 1968.
Parejas Ed. La tectonigue transversale de la Turquie. Publications de L'Institut de Geologie de L'Universite d'Istanbul. N. S., № 8, pp. 165—244. December, 1940
Pinar N. Les regions sèismiques de l'Anatolie occidentale (Turquie). Publ. Bur. Central Seismol. Internat., ser. A, Fasc, 18, 1952.
Pinar Nurige, Lahn Ervin. Nouvelles considerations sur la tectonique de l'Anatolie; (Turquie, Asie Mineure). Bull. Sos. geol. France, 5, № 1—3, 1955.
Rieben H. Contribution a la geologie de l'Azerbaidjan Persan. Bull. Soc Neuch. nat. vol 59, 1934.
Rieben H. The geology of the Teheran Plain. American Journal of Science, November, 1955.
Schroeder I. W. Easai sur la structure de l'Iran. Ecl. Geol. Helv., vol. 37, I, 1944.
Первая обстоятельная сводка по геологии и тектонике восточной части Малой Азии, список главнейшей литературы (новейшей) и карт.
Stchepinsky V. Note sur la stratigraphie generale de la Turquie. Bull. Soc. geol. France, 4—5—6, 1946.
Schneidcrhöhn H. Erzlagerstätten. Kurzvorlesungen zur Einführung und zur Wiederholung, Iena, 1955.
Tromp S. W. A tentative classification of the main Structural units of the Anatolian orogenie belt. Jorn. of Geogly, vol. 55, № 4, 1947,

ОГЛАВЛЕНИЕ

стр.

Предисловие 5

I. Введение

1. Цель исследований, построение очерка 6
2. О магматических и геологических формациях, вулканических циклах, комплексах 7

II. Стратиграфия магматических и метаморфических образований

1. Докембрий 10
2. Палеозой 22
   - Кембрий 23
   - Силур 26
   - Девон 28
   - Карбон 34
   - Пермь 44
3. Мезозой
   - Триас 45
   - Юра 45
   - Мел 57
4. Кайнозой
   - Эоцен 61
   - Олигоцен 66
   - Миоцен 73
   - Плиоцен 73
5. Постплиоцен (четвертичный вулканизм) 74
   - Выводы 75

III. Тектоника

- О разломах, предопределивших структуру Кавказа . . . 78
- Тектоническое районирование Кавказа 80
- Выводы 130
- Орогенические фазы, история геологического развития, новейшие движения 133
- О новейших геотектонических теориях 155

IV. Интрузивные породы

- Допалеозойские образования 160
- Палеозойские образования 168
- Мезозойские образования 178
- Кайнозойские образования 196
- Выводы по магматизму 295

V. Химический состав магматических образований

- Характеристика различных комплексов интрузивных и эффузивных образований 299
- Выводы 308

VI. Размещение интрузивных магматических комплексов в отдельных тектонических зонах 309

- Выводы 316

VII. Металлогения Кавказа
Общие замечания 318
Металлогенические эпохи и характеристика оруденения . . . 321
Закономерности распределения оруденения (рудные пояса, районы). 359
Связь оруденения с тектоникой 366
Связь оруденения с интрузиями 371
Влияние вмещающих пород 381
Вещественный состав оруденения 384
Заключение 387
Литература 394



КОНСТАНТИН НИКОЛАЕВИЧ ПАФФЕНГОЛЬЦ

ОЧЕРК МАГМАТИЗМА И МЕТАЛЛОГЕНИИ КАВКАЗА

Опечатки и исправления

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
38	12 сверху	медко-	медно-
68	20 снизу	прослеживающими	прослаивающими
105	17 сверху	нижнего	южного
113	25 снизу	на юге	на юг
113	26 снизу	на севере	на север
116	13 сверху	редкие	резкие
199	19 снизу	сантиметров	сотен метров
307	13—14 сверху	Табл. 2	Табл. 12
309		Строки должны быть переставлены	

Редактор издательства *В. Б. Андреасян*
Худож. оформление *К. Т. Тиратуряна*
Технич. редактор *С. К. Закарян*
Корректор *И. Г. Апкарян*

ВФ 03314. Изд. № 3076. РИСО 1156. Заказ 344. Тираж 1000

Сдано в производство 22/XI-1968 г. Подписано к печати 29/I-1970 г. Печ. л. 34,88+(55) вкл., Усл. печ. л. 47,78 изд. 52,4 л. Бумага № 1 70×108¹/₁₆ Цена 5 р. 45 к.

Типография Издательства Академии наук Армянской ССР, г. Эчмиадзин

ԳԱԱ Հիմնարար գիտ. գ

P III
30298