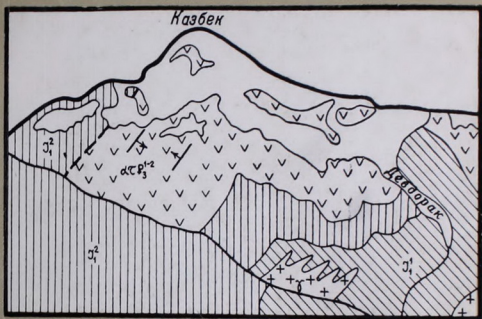




Н. Н. Паффенгольц

КАЗБЕК



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՈՇ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԳԵՄԻԱ
ԵՐԵՎԱՆԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Կ. Ն. ՊԱՖՖԵՆՀՈՒՅ

Կ Ա Ջ Բ Ե Կ

(ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԱԿՆԱՐԿ)

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՈՇ ԳԱ ՀՐԱՏԱՐԱԿԶՈՒԹՅՈՒՆ
ԵՐԵՎԱՆ 1977

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

К. Н. ПАФФЕНГОЛЬЦ

КАЗБЕК

(ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК)



ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН

1977

Книга посвящена рассмотрению геологического строения одного из труднодоступных горных сооружений Кавказа – Казбека, в изучении которого в течение нескольких лет принимал участие и автор данной работы.

В работе приводятся новые весьма интересные данные по геологии, магматизму и металлогении г. Казбек. Уточнена схема расчленения юрских образований Казбека и сопоставлена с таковыми восточной части Большого Кавказа и его южного склона, разбирается структура региона; отрицается существование поперечных разломов в пределах исследованной территории, дана металлогеническая характеристика области, доказывається эрозионный характер вершины Казбека; выделены нижнеюрские, олигоценовые и антропогеновые лавы, принимавшиеся ранее только за антропогеновые.

Выдвинутые новые представления интересны и, безусловно, могут способствовать решению ряда актуальных вопросов как теоретического, так и прикладного значения. Предлагаемый труд будет представлять большой интерес для геологов, занимающихся геологией Кавказа.

Ответственный редактор

Э. Г. МАЛХАСЯН

П $\frac{20801}{703(02)-77}$ 107-77

© Издательство АН Армянской ССР. 1977.

На старом поле каждый год
Родится новая пшеница;
Из старых книг, как срок придет,
Познание новое родится.
(Чосер)

Все счастье земли – за трудом.
(Брюсов)

В В Е Д Е Н И Е

Район Казбека считается в геологическом отношении хорошо изученным, разрез слагающих его юрских образований был эталоном для других областей Кавказа, однако стратиграфия его вулканических образований требует еще значительного уточнения, ввиду смешения эффузий разного возраста (юрских, третичных и четвертичных), принимавшихся за четвертичные.

Наибольшее развитие в указанном районе имеют образования юрской системы, слагающие до 75% его площади; 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, что затрудняет их сопоставление. Обычно всюду выделяются все три отдела (нижний, средний и верхний), внутри которых, однако, расчленение различное. Проявления вулканизма констатированы во всех трех отделах, интенсивность их падает к концу эпохи. Эффузивный вулканизм юрского времени проявился в значительном масштабе и в Казбекском районе (бассейне среднего и верхнего течений р.Терек), где он, как это ни парадоксально, относился в южной части района к четвертичному возрасту. Выяснению этого вопроса и сопоставлению

разреза Казбека с другими областями Б.Кавказа и посвященная настоящая работа.

Орогидрография. Район охватывает бассейны среднего и верхнего течений р.Терека, входя в центральную высокогорную часть Большого Кавказа. В южной части района проходит в широтном направлении Главный водораздел, образующий угловато-извилистую линию, проходящую через перевалы Крестовый (2394 м) и Квенамтский (2377 м). Наиболее возвышенной является средняя часть района, где протягивается в широтном направлении восточное продолжение так называемого Передового хребта (он же и Боковой хребет, по Г.Абиху) с группой вершин по левобережью Терека: Казбек (5044 м), Колкай-хох (Гимарай-хох; 4778 м), Джимарай-хох (4635 м) и Майли-хох (4600 м). В этом ледниковом массиве расположены крупнейшие ледники: — Джимаринский (он же Мидаг-рабын, или иначе Гизель-донский) и Майлинский (Генал-донский), питающие реки Гизель-дон и Генал-дон. По правобережью Терека расположена горная группа Кури (4090 м) и Шино (3950 м). Л. А. Варданянц (1932) предложил называть указанный хребет Казбекским-диабазовым (см. ниже).

В северной части района протягивается широтный Скалистый хребет, представляющий собой цепь известняковых массивов (от 2870 до 3434 м), отделяющихся от Передового хребта системой характерных моноклинальных продольных долин. Отличительной чертой рельефа центральной (наиболее возвышенной) части района является почти исключительное господство поперечных долин. Высота Терека на широте хребта — около 900 м; по правобережью Терека высоты в хребте достигают 3000 м (г.Мат-лам, она же Столовая). Почти во всех случаях массивы этого хребта по левобережью Терека ограничены с юга грандиозными обрывами (эскарпами, куэстами), достигающими 800–1000 м, а в некоторых случаях даже и 1700 м (западный склон г.Кариу-хох) при среднем угле наклона поверхности обрыва 55–80°. По правобережью же Терека Скалистый хребет не расчленен поперечными ущельями, ограничиваясь близширотной долиной р. Арм-хи.

Массивы Скалистого известнякового хребта соединяются с массивами Казбекского диабазового поперечными гребнями, играющими роль контрфорсов. Последние небольшой высоты (перевалы на них до 2100 м) и разделяют продольную депрессию отдельных котловин, питающихся ледниками северных склонов Казбекско-диабазового хребта. Горные группы последнего располагаются почти прямолинейным фронтом, протягивающимся к югу севернее главного водораздела, с которым этот фронт соединяется высокими контрфорсными гребнями. В связи с этим между Главным водоразделом и Казбекским-диабазовым хребтом также расположились довольно крупные изолированные котловины, главные речные потоки которых получают питание с ледников южных склонов этого хребта. Поэтому речные потоки сначала текут в общем к югу, затем принимают широтное и близкое к нему направление — и после этого устремляются к северу в теснину Терека, разделяющую Казбекский-диабазовый хребет на две вышеупомянутые группы массивов. Эту орографическую особенность, отмеченную еще Г. Абигом (1848), Л. А. Варданянц (1932) объясняет с геотектонической точки зрения, допуская antecedentность речных долин и молодой возраст поднятий.

На основании вышеизложенной характеристики рельефа бассейна р. Терек, здесь выделяются четыре геоморфологических пояса: 1 — пояс северного склона Главного водораздела; 2 — пояс горно-ледниковых массивов Казбекско-диабазового хребта; 3 — пояс продольной депрессии между Казбекско-диабазовым и Скалистым-известняковым хребтами; 4 — область уступа Скалистого-известнякового хребта (Л. А. Варданянц, 1935).

Главный водораздел на большом своем протяжении трудно проходить; зимой препятствием для сообщения являются снегопады и лавины. Наибольшее значение имеет Военно-Грузинская дорога, по которой сообщение поддерживается круглый год.

О литературе района. Геологическая литература по Центральному Кавказу насчитывает более ста лет; обстоя-

тельный разбор ее приведен у Л. А. Варданяца (1935). Большинство работ устарело; много нового материала дали лишь работы Л. А. Варданяца (1922-1930), В. Н. Соловьева (1926-1930), И. Г. Кузнецова (1932 и 1951), В. П. Ренгартена (1914-1932), Л. И. Маруашвили (1936), Д. С. Белянкина (1912-1927), А. И. Авалишвили (1949), А. П. Лебедева (1950) и некоторые исследования тематического характера, приведенные в тексте.

1. ПОРОДЫ РАЙОНА И ИХ СТРАТИГРАФИЯ

Геологический разрез Казбекского района представляется в следующем виде (снизу вверх).

1. Докембрий и нижний палеозой ($A + P_{z_1}$). Наиболее древние породы описываемой области обнажаются к западу от Казбекского района в пределах Горной Осетии, главным образом в бассейнах рр. Ары-дон, Унал-дон и Фиаг-дон (Варданянц, 1935). Представлены они вполне яснокристаллическими сланцами и кроме того сильно метаморфизованными осадочными образованиями (конгломераты, кварциты, мраморы, зеленые, частью роговообманковые, частью роговообманково-эпидотовые сланцы). Местами встречаются отдельные, сравнительно небольшие линзы, длиною всего 100–200 м, состоящие из очень сильно милонитизированных гранитов (?); последние, по Л. А. Варданянцу, моложе включающей свиты ($A + P_{z_1}$). Возраст кристаллических сланцев определен условно, по степени метаморфизма.

2. Карбон. Породы этого возраста встречены уже непосредственно в Казбекском районе, к северу и северо-западу от г. Казбек – в верховьях рр. Гизель-дон, Генал-дон и Чач, в ядрах антиклиналей, осложненных разломами. Представлены отложения карбона обычно конгломератами; подчиненное значение имеют буро-красные и зеленые кварцитовидные песчаники и филлитовые сланцы. Мощность их достигает от 200–250 до 700–800 м. В устье р. Генал-дон каменноугольная свита собрана в многочисленные стоячие складки.

Возраст пород, за отсутствием фауны, определен путем сопоставления с каменноугольными отложениями бассейна р. Кубани до данным В. Н. Робинсона (1932), показавшим полную идентичность литологических фаций.

3. Пермь. Отложения этого возраста представлены почти исключительно известняками и обнажаются только в пределах Казбекского горно-ледникового массива, в его северных отрогах. Породы серого, иногда почти черного и реже белого цвета; местами известняки сильно рассланцованы, по структуре они чаще плотные, иногда мелкокристаллические (мраморизованы). В результате метаморфизма наблюдаются прослои насыщения мелкими кристаллами пирита и образования тремолита. Эти разности известняков окрашены в темно-серый цвет, сам же тремолит почти черный.

В отличие от других палеозойских отложений этого района в известняках встречены довольно многочисленные остатки фауны; среди них Б. К. Лихаревым были определены *Littonia cf. nobilis Waagen*, характеризующие нижнюю пермь.

4. Юра. Образования юрской системы имеют на Кавказе наибольшее развитие, слагая до 30% его горной части; они развиты, как указывалось выше, в разнообразных фациях. Общая мощность отложений нижней и средней юры в районе Казбека равна в среднем около 3000 м.

Лейас повсюду залегает несогласно на древнем интенсивно дислоцированном субстрате и в основном представлен терригенными фациями.

Осадки геттангского яруса нигде на Северном Кавказе не известны; может быть в эту эпоху седиментация здесь еще не начиналась. Интенсивная вулканическая деятельность в эффузивной форме началась в Большом Кавказе в середине лейаса, по-видимому, в дотоарское 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 вулкано-

генных пород в районах Сочи - Туапсе, Клухори, Кабарды, Осетии, Дигории, Северной Кахетии и Дагестана. В пределах описываемой центральной части Большого Кавказа находится, по-видимому, почти полный разрез юрских отложений, которые, в зависимости от литологических особенностей отдельных свит и горизонтов, разными авторами расчленялись различно.

Ниже приводится сводный разрез юры этого района по данным В. П. Ренгартена (1932), Л. А. Варданянца (1935) и личных маршрутов.

В западной части Казбекского района (в пределах Горной Осетии) Л. А. Варданянц разделяет юрскую толщу на следующие части:

- 1 - базальные конгломераты и связанный с ними графитовый горизонт (нижний лейас - J^0);
- 2 - кератофировый горизонт (нижний лейас - J_1^1);
- 3 - свита темных песчаников и черных аспидных сланцев (средний лейас - J_1^2);
- 4 - свита бурых песчаников и глинистых сланцев (верхний лейас - J_1^3 и доггер - J_2);
- 5 - базальный конгломерат, криноидные известняки и перекрывающие их известковистые сланцы и мергели (келловей - J_3^1);
- 6 - битуминозная свита - известняки (оксфорд - J_3^2);
- 7 - плотные светлые известняки, доломиты и доломитизированные известняки (лузитан - J_3^3);
- 8 - битуминозные известняки, мергели, конгломераты и песчаники (кимеридж и нижний титон - J_3^{3-4});
- 9 - плотные, светлые оолитовые и т.п. известняки (титон - J_3^4).

Ниже приводится краткая характеристика указанных отложений и сопоставление их с породами юрского разреза правобережья Терека вдоль Военно-Грузинской дороги, составленного В. П. Ренгартеном (1932).

Отложения нижней юры представлены следующими горизонтами и свитами.

Нижний лейас. а. Горизонт базальных конгломератов и песчаников нижнего лейаса прослеживается на западе повсюду, где имеется нормальный, а не тектонический контакт юрских и палеозойских отложений. Галька обычно кварцевая (до 1-2 см), местами напоминает окатанную гранитную дресву; мощность до 10-20 м, цвет обычно серый до темно-серого, метаморфизм в конгломератах отсутствует. Нередко конгломераты заменяются грубозернистыми (0,5-1 мм) кварцитовидными песчаниками темной, почти черной окраски, обусловленной большим содержанием графитистых (углистых) частиц. В целом это частью континентальные отложения, частью же прибрежно-лагунные. Данная область к моменту накопления юрских отложений была, по-видимому, в полной мере пенепленизирована.

К горизонту (0,5-1 м) окварцованных песчаников приурочены пропластки графита, представляющего графитизированный уголь. Пластам графита сопутствуют обычно довольно рыхлые слюдистые песчаники с остатками флоры (рэта-лейаса, по определению А. Н. Криштофовича). Графитовый горизонт является в области почти непрерывным маркирующим горизонтом нижнего (?) лейаса и этим дает возможность устанавливать формы крупных тектонических нарушений. Он приурочен к крыльям и сводовым частям крупных брахиантиклиналей, которые на севере опрокинуты к северу, а на юге - к югу.

б. Кератофировый горизонт (150-200 м) представляет комплекс довольно разнообразных по составу и по генезису пород, частью типично осадочных, частью же вулканических - среднекислых по составу. По минеральному составу и структуре эффузивные породы изменяются в пределах от кварцевых до бескварцевых альбитофиров. Преобладают в составе кератофирового горизонта аэральные туфовые породы, затем следуют туфогенные песчаники, туффиты, туфобрекчии и лавобрекчии, и, наконец, чисто - лавовые потоки. В средней части

песчаников, что может указать на известный перерыв в вулканической деятельности.

Кератофиры обладают специфической окраской; обычно они темно-зеленого или серо-фиолетового цвета с резко выраженной пятнистостью в распределении окраски. Реже она серая, розоватая или буроватая, опять-таки пятнистая. Строение породы плотное, местами наблюдается пластовая отдельность (до плитчатой).

Мощность горизонта сильно варьирует (от 1-2 до 350 м). В бассейне р.Чач (левобережье р.Терек) мощность горизонта (преобладают туфы) достигает нескольких десятков метров, но к востоку быстро выклинивается (тектонически срезается) и отсутствует там, где по р.Чач начинается нижняя грандиозная ступень.

В Горной Осетии кератофиры выступают в виде четырех поясов, приуроченных к четырем кулисообразно сменяющимся широтным антиклиналям: Садонско-Унальской, Фиаг-Донской, Джимарай-хохской и Дарьяльской, в которых кератофиры составляют нижнюю часть юрской оболочки, покрывающей палеозойское ядро складок.

Кератофиры являются эффузивами (излияния и выбросы туфов) магмы непостоянного химического состава, вследствие чего они представлены как кварцевыми, так и бескварцевыми разностями.

В настоящее время эти породы наблюдаются в фазе диагенетизированного и "зеленокаменного" превращения (Усов, 1929); в первоначальном же виде, в первичной фазе они были, по-видимому, представлены разностями от липаритов и дацитов до трахитов и андезитов. Наиболее основной разностью этих эффузивов были андезиты. Помимо указанных изменений кератофировые породы подверглись и иным изменениям, связанным с воздействием поствулканических гидротерм, сопровождавших гранодиоритовые интрузии третичного возраста (Варданянц, 1935).

Графитовый и кератофировый горизонты взаимно увязываются и дополняют друг друга, что дает основание устанавливать

нижнелейасовый или близкий к нему возраст отложений и там, где встречен только кератофировый горизонт. Установлено существование также и кератофировых даек, секущих древние породы и являющихся, видимо, местами корнями трещинных излияний лавы и выбросов туфов.

По минеральному составу кератофиры даек мало или даже почти не отличаются от покровных.

Анализ фаций показывает, что эффузия кератофиров сопровождалась регрессией моря; последнее было после вспышки вулканизма довольно мелководным и имело, видимо, сильно извилистую береговую линию.

в. Кистинская свита. По правобережью Терека, в 1 км к югу от ст. Новый Ларс, Л. А. Варданянц (1935) отмечает наличие идентичных базальных конгломератов того же кератофирового горизонта, под которым обнажаются гранитоиды Дарьяла; последние внедрены (см. ниже) в кистинскую свиту (400–500 м) В. П. Ренгартена (1932), сложенную в основном кварцитами, чередующимися местами с пачками плотных темно-серых, иногда черноватых сланцев. Свиту кварцитов довольно часто пронизывают жилы и небольшие интрузии диабазов и порфиритов.

В. Я. Эдилашвили и др. (1974) поддерживают мнение о доюрском возрасте нижней метаморфизованной толщи района Военно-Грузинской дороги, Кахетии и др., принимаемых в настоящее время за нижний лейас. На основании результатов литолого-петрографических и геохимических исследований они склонны считать их аналогами пород зизского метаморфизованного комплекса палеозоя-триаса.

Г. А. Чихрадзе (1975) выделяет в кистинской свите толщу хлоритоидных пород, которые условно относит к доюрским образованиям. Автор считает, что графитистые андалузит-хиастолитовые сланцы не окаймляют непрерывной полосой Дарьяльский и Гвилетский гранитоидные массивы, а распространены участками; контакт с гранитоидами повсеместно тектонический. Он определяет кистинскую свиту как базальную толщу нижнеюрской аспидной формации, состоящей из графит-

тисто-андалузитовых сланцев, чередующихся с кварцитами и кварцевыми гравелитами; встречается покров альбитового порфирита и маломощные линзы пирокластического материала аналогичного состава. Мощность свиты не превышает 300 м.

Причина отсутствия галек гранодиоритов в базальных слоях кистинской свиты объясняется тем, что Дарьялский массив в то время не был обнаружен, а наблюдаемые ныне контакты его все являются тектоническими. Такому толкованию противостоят констатированные пироконтакты гранитоидов с сланцами кистинской свиты.

Средний лейас (J_1^2) представлен по левобережью Терека мощной (до 1500 м) вулканогенно-осадочной свитой, состоящей в основном из песчаников и сланцев, перекрывающих кератофировый горизонт согласно, но трансгрессивно с конгломератом в основании; гальки сложены почти исключительно кератофирами.

Характерной особенностью нижней части свиты 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. Проявления вулканизма приурочены главным образом к низам толщи, замирая кверху). До последнего времени некоторые исследователи придерживаются мнения об интрузивном характере порфиритов и диабазов; но такое заключение решительно опровергается участием их в согласной складчатости и наличием прослоев их туфов. По Л. А. Варданянцу, в этой области в промежутке от верхов нижнего до низов верхнего лейаса была цепь действовавших вулканов, ныне ископаемых. При этом центры, действовавшие одновременно и находившиеся почти рядом, порой извергали различную лаву, одни — кислую, другие — основную.

Нижняя часть свиты (около 300 м) состоит главным образом из средкеслоистых песчаников; порода темно-серого цвета, по составу преимущественно кварцевая с глинистым цементом. Окварцованность средняя. В верховьях устья р. Чач песчаники прослеживаются по всему левому (северному) скло-

ну, оконтуривая палеозойское ядро (карбон, пермь) Дарьяльской антиклинали. По правобережью Терека охарактеризованной выше осадочно-вулканогенной толще отвечает мощная (около 1000 м) вулканогенно-осадочная циклаурская свита, согласно сменяющая кистинскую свиту и относимая к среднему лейасу (Ренгартен, 1932). У ст. Ларс мощность циклаурской свиты сильно уменьшается по тектоническим причинам. В этой свите темные сланцы преобладают над более редкими тонкими прослоями песчаников и кварцитов. Свита интенсивно дислоцирована, наблюдаются зоны смятия. Пластовые диабазы и порфиристы участвуют в этой складчатости, причем происходят разнообразные деформации, пережимы и разрывы этих тел.

В циклаурской свите (средний лейас), наряду с ранее известными пластовыми интрузиями диабазов и порфиритов, установлено значительное распространение вариолитовых шаровых лав диабазов и наличие горизонта альбитовых порфиритов при полном отсутствии пирокластического материала (Чихрадзе, 1975).

На южном крыле Казбекско-Дарьяльской антиклинали циклаурской свите соответствует подобная же вулканогенно-осадочная гудошаурская свита, мощность около 1500 м. Сложена она однообразными темно-серыми глинистыми сланцами, твердыми, но несколько хрупкими; изредка встречаются тонкие прослои песчаников. Цвет породы обычно обусловлен присутствием рассеянных пылеобразных частичек сернистого железа; при их выветривании на поверхностях пород образуются ржавые налеты гидроокислов железа. Местами в сланцах содержится небольшое количество углистого или графитистого вещества, сообщающего сланцам интенсивно-черную окраску.

Этой свите (гудошаурской) глинистых сланцев подчинены мощные проявления эффузивного вулканизма в различных местах: 1 – массив г. Кабарджин (3135 м); 2 – связанные с ним по левобережью Терека Тхаршетский и Канобский "потoki"; 3 – Аршинский "поток" и связанный с ним "поток" ущелья

р. Чхери; 4 – небольшой массив г. Шители-дзири; 5 – проявления к югу и юго-западу от Казбека; 6 – массив г. Чоухи (3213 м). В. П. Ренгартен (1932), считая их четвертичными, колебался в определении возраста гудошаурской свиты, в то время как она соответствует полностью циклаурской свите, отличаясь лишь более мощным проявлением вулканизма. Детальному разбору этого вопроса нами (1958) была посвящена специальная статья.

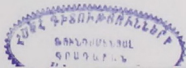
Вулканогенную свиту массива горы Чаухи (3213 м), подчиненную гудошаурской свите (считавшейся лишенной проявлений вулканизма) В. П. Ренгартен (1932) неправильно отнес к циклаурской (осадочно-вулканогенной), надвинутой, по мнению, на гудошаурскую (см. карту указанного автора).

Массив г. Кабарджин (3135 м) представляет ископаемый центр извержения среднелейасового времени; площадь массива около 20 км²; мощность вулканогенной толщи свыше 1200 м. Сложена она биотит-амфибол-гиперстеновыми андезито-дацитами, а также их туфами и туфобрекчиями. В основании толщи у сел. Коби обнажаются светло-серые андезито-дациты с прекрасной столбчатой отдельностью. Подобные же эффузивы обнажаются у уреза реки по левому берегу Терека к югу от сел. Каноби.

По своему минеральному и химическому составу (см. диаграмму на рис. 1, К. Н. Паффенгольц, 1959) все породы Кабарджина очень близки между собой; лавы каждого последующего излияния или экструзии становились все более кислыми. Состав магмы в вулканическом очаге Кабарджина изменялся в малых пределах, в основном изменялся характер извержений.

Лавы Тхаршетского "потока" (разнообразные андезиты) отвечают таковым Кабарджина, некогда это был единый массив, впоследствии разобренный эрозией, но не пропиленный рекой до основания (каньон у сел. Пхельши глубиной до 10–12 м).

К северо-западу от Кабарджина, по левобережью Терека, на гребне и крутых склонах г. Чуд (около 300 м) на карте Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1913) показано большое поле по-



399542

добных андезито-дацитов, считавшихся четвертичными. В действительности это юрские эффузивы, переслаивающиеся в глубине склона со сланцами.

К востоку – юго-востоку от Кабарджина (в 6 км), в верховье левобережья р. Хорхи (Архмос-цкали), расположен небольшой массив Цители-даири (3057 м), сложенный гиперстеновыми дацитами и их брекчиями. Мощность толщи до 140–200 м, отвечает верхам Кабарджина, находится целиком среди сланцев гудошаурской свиты.

Массив Чаухи (3213) сложен черными глинистыми сланцами с прослоями песчаников и пластообразными телами порфиритов, их брекчий и мандельштейнов; есть также и секущие порфиритовые дайки.

Особого рассмотрения требуют так называемые Аршинский и Чхерский "потоки", также считавшиеся четвертичными излияниями Казбека. Эти эффузии опоясывают синклинальный сланцевый массив с монастырской вершиной, совершенно отчетливо подстилая сланцы. Представлены эффузии гиперстен-роговообманково-биотитовым андезитом; лава стратифицирована отдельные разновидности лав имеют пластообразный характер.

Узкий "поток" по ущелью р. Чхери не пропилен до основания, по северному краю (левому склону ущелья) он обрезан широтным сбросом (Адайкомским), по которому лавы Чхери контактируют с третичными (олигоценовыми) лавами Казбекской широтной синклинали. В. П. Ренгартен (1932, стр. 46) считал этот "поток" послевюрмским, так как он, по его мнению, "местами спускается по краям уже существовавших рисских террас, а также в виде корыта выполняет русло речки Чхери". Этот вывод находится в полном противоречии с его же указанием (там же, строкой ниже), что "со времени излияния потока Чхери имела место значительная эрозия, углубившая в лаве огромные ущелья".

Следует отметить, что еще Ф. Ю. Левиңсон-Лессинг (1898, стр. 366) указывает на наличие лав разного возраста при устье Чхери. Указанный автор отмечает здесь две особенно

своеобразные трахитоидные породы, "подстидающие" (подчеркнуто нами – К.П.) как ледниковый поток, так и более новые лавы, и обнажающиеся вглубь долины на значительном протяжении по левому берегу реки". Первая порода – розовая, местами серая, пористая, то плотная, то рыхлая типа пиперно, заключающая обломки другой трахитовой лавы, которая обнажена при устье р. Чхери; другая трахитовая порода – это трахитовый таксит с многочисленными вкрапленниками санидина. Об идентичной же породе пишет В. В. Дубянский (1911): "плотная серовато-красная порода, по внешнему виду в высокой степени напоминает трахит и подстидает (подчеркнуто нами – К.П.) все другие лавы и ледниковые наносы, обнажающиеся по левому берегу р. Чхери, недалеко от ее устья".

Любопытно отметить, что Н.С.Симонов (1933), детально разведавший все месторождения кислотоупорных лав Казбекского района, указывает в Аршинском "потоке" серую пористую монолитную (10 м) лаву, являющуюся до настоящего времени единственной разностью лавы Аршинского потока, нашедшей себе применение в качестве кислотоупорного материала.

Верхний лейас. В районе сел. Казбек по обоим склонам устья р. Терек на карте В.П.Ренгартена (1932) выделена так называемая Казбекская свита, представленная перемежаемостью полосчатых глинистых сланцев и полосчатых же кварцитовидных песчаников; мощность около 1000 м. Обычно наблюдается обильная вкрапленность пирита иногда в виде крупных кубиков. Указанный автор подчеркивает отсутствие в ней туфов и пластовых порфиринов, при наличии секущих даек порфиринов или диабазов. Свита интенсивно дислоцирована, на нее надвинута с северо-востока циклаурская свита. В. П. Ренгартен выдвигал в отношении возраста казбекской свиты два варианта: 1 – соответствие ее низам джерахской свиты (верхний лейас); 2 – она древнее кистинской.

В действительности эта свита согласно сменяет по правобережью Терека, к ЮЮВ от Казбека, гудошаурскую свиту, являясь ее верхней частью, что отчетливо видно и на карте В. П. Ренгартена (1932).

Н. В. Безносков (1973) правильно относит казбекскую свиту к верхам раннего – среднему тоару, но ошибочно считает ее подлежащей гудошаурской свите. Праг В. П. Ренгартен (1932, стр. 18), полагая, что казбекская свита заполняет тот пробел, который намечается на севере между циклаурской и джерахской свитами, являясь эквивалентом пуйских песчаников Ассы (Ренгартен, 1931). Таким образом, выявляется, что разрез лейаса в южной части района является более полным.

На карте В. П. Ренгартена (1932) к югу и юго-западу от вершины Казбека, в истоках рек Мна-дон и Тхаршети показаны поля лав, считавшихся излияниями вулкана – Казбека. В действительности это эффузивы, приуроченные к сланцевым толщам (циклаурской и гудошаурской).

К западу от левобережья Терека гудошаурская свита сплошной полосой (7–8 км ширины) уходит в бассейн р. Закки-дон, где на карте Л. А. Варданянца (1935) она показана верхней лейасовой–среднеюрской, а И. Г. Кузнецовым (1932) отнесена к нижнему лейасу. Представлена она там черными глинистыми сланцами, содержащими тонкие и редкие прослои песчаников и изредка раздавленные конкреции глинистого сидерита. Л. А. Варданянц (1935) указывает в этой сланцевой свите наличие сферосидеритов и светло-серых плотных туфогенных песчаников. Пласты (1–2 м) таких песчаников чередуются с глинистыми сланцами, близкими по составу и общему виду к аспидным. Ограничена свита двумя разрывами – Адайкомским (на севере) и Тибским (на юге).

Охарактеризованные выше песчаники северного склона Казбека с средней части левобережной свиты сменяются глинистыми сланцами с более редкими пропластками песчаников. Породы обычно почти черного цвета, сильно уплотнены и доведены до состояния аспидных; слоистость, как правило, неявная, часто косая по отношению к сланцеватости. Под микроскопом состав породы обычно представлен глинистым цементом, в котором рассеяны мельчайшие зерна кварца; местами отмечается незначительное содержание железа.

По правобережью Терека вышеупомянутым сланцам соответствуют сланцы низов Джерахской свиты. Последняя граничит с циклаурской свитой вдоль тектонического контакта и представлена мощной (около 1500 м) песчано-глинисто-сланцевой толщей, хорошо охарактеризованной фаунистически. Господствующей породой является (как и по левобережью) тонкополосчатые сланцы, твердые песчаники встречаются редко, довольно часты конкреции глинистого сидерита и анкерита. Проявлений вулканизма в свите не констатировано.

В нижних горизонтах сланцевой свиты В. П. Ренгартеном встречена фауна, указывающая на верхнеюрский возраст (тоар-аален) включающих пород.

Метаморфизм пород прогрессивно уменьшается по направлению к северу от Дарьялской интрузии.

На протяжении 8 км между ст. Чми и ст. Ларс джерахская свита (верхняя часть) образует большое число складок (см. разрез В. П. Ренгартена, 1932).

По левобережью Терека верхам джерахской свиты соответствует подобная же интенсивно дислоцированная свита аспидных и других сланцев. Так, по устью р. Каури-дон Л. А. Варданянц (1935) наблюдал систему изоклинальных складок, характеризующуюся почти вертикальным северным крылом и крутым южным; местами складка опрокинута к югу. Размеры складок различны.

К востоку от устья р. Каури-дон в верховьях балки Суарком, впадающей слева в р. Терек близ сел. Чми, наблюдается хороший разрез, отвечающий верхам Джерахской толщи правобережья Терека. Здесь обнажаются бурые и буро-черные рыхлые глинистые сланцы и частью песчаники с многочисленными сферосидеритовыми конкрециями (Варданянц, 1935). Судя по карте, указанный автор относил ее еще к среднему лейасу, но по отношению к джерахской свите она должна быть отнесена с несомненностью к верхнему лейасу (аалену), отвечая, самым ее верхам.

В связи с тем, что сланцеватость и поверхность напластования в разных местах вышеуказанных складок пересека-

ются под различными углами, в южном крыле складок наблюдаются плитчатые сланцы, а в замке свода и частью в северном крыле проявляется гифелевидная отдельность. Среди вышеуказанной песчаниково-сланцевой толщи балки Суар-ком левого бережья р. Терек Л. А. Варданянц (1935) отметил многочисленные тонкие прослойки (до 1 см) угля. Мощность угленосного горизонта около 0,7 м (падение на СВ 14° под углом 43°).

По-видимому, этот угленосный горизонт является западным продолжением такового, известного по правобережью р. Арм-хи в верхах джерахской свиты в районе сс. Могучкал и Обин.

Следует указать, что идентичная в литологическом отношении свита, содержащая многочисленные сидеритовые конкреции, установлена далее к востоку почти до самого бассейна р. Самур. На всем этом протяжении возраст данной свиты на основании фаунистических находок определяется в интервале от низов верхнего лейаса до верхов доггера ($J_3^1 + J_2$).

Наличие угленосного горизонта в низах свиты позволяет считать начальным моментом ее отложения то общее погружение области, которое произошло после временного поднятия, обусловленного, по-видимому, донецкой орогенической фазой.

К югу от Казбекско-Дарьяльской антиклинали отложения аналогов джерахской свиты полностью отсутствуют, будучи перекрыты по Квенамтско-Тибскому надвигу осадками гудошаурской свиты (средний лейас; см. ниже). Джерахскую свиту Н. В. Безносков (1973) переименовывает в Джерахский горизонт, подразделяя его на три подгоризонта (прежние подсвиты); в целом эта свита им отнесена к позднему тоару-аалену. Но В. П. Ренгартен (1932, стр. 9) указывает фауну тоара - аалена в нижних горизонтах свиты (т.е. в нижней подсвите), почему возраст средней и верхней подсвиты (подгоризонтов) должен повыситься (?). С нижним подгоризонтом Джерахского горизонта Н. В. Безносков (1973) параллелизует гудошаурскую (и бежитинскую) свиту, что, на основании вышеприведенного материала, неправильно; последняя

является эквивалентом циклаурской свиты.

В западной части Кавказа нижнеюрские отложения разделяются Н. В. Безносовым на две серии – хумаринскую и себельдинскую; первая обнимает синемюр и ранний плинсбах, а вторая – поздний плинсбах–тоар – аален (местами и ранний байос). Синемюрский ярус разчленен на 6 зон, плинсбахский – на 5, тоарский на 7 (3 подъяруса), ааленский – на 3 стандартные зоны. Граница между тоаром и ааленом проводится внутри себельдинской серии.

В отношении источников питания лейасовой толщи имеется предположение, что "источники сноса были и в самом бассейне"; эта суша (острова) выветривалась в условиях гумидного климата, обусловив образование "пелитовой гидрослюдистой массы". Такому заключению противоречит ритмический характер мощных глинисто–песчаных толщ, отсутствие внутриформационных конгломератов. Нисходящее движение, охватившее весь Кавказ, сопровождалось проявлением вулканизма, в результате которого образовались прерывистые линзы вулканогенных пород различной мощности.

Среди осадконакопления в нижнем лейасе была вначале окислительная, а по мере углубления бассейна господствовали слабо восстановительные условия среды.

Отложения средней (?) юры представлены на севере свитой (1–1,5 км) бурых песчаников и глинистых сланцев; по левобережью Терека они обнажаются в широтной депрессии, ограниченной на севере обнажениями известняков верхней юры, осложненных надвигами, а на юге – Даргавским разрывом. Литологически эта свита выражена также мелководными отложениями, но существенно отличающимися от осадков среднего лейаса большим содержанием сферосидеритовых конкреций (5–7 см в диаметре).

По правобережью Терека свита слагает хорошо выраженную моноклиналь вдоль подножья южного склона Скалистого хребта по правобережью долины р. Арм-хи.

В южной части описываемой области, к югу от Квенамтского надвига, по левобережью Белой Арагви развиты интенсивно

дислоцированные флишевые отложения средней и верхней юры, а также нижнего мела.

Непосредственно под надвигом обнажаются среднеюрские отложения так называемой Бусарчилльской свиты. Представлена она, по В. П. Ренгартену (1932), черными глинистыми сланцами и тонкослоистыми бескарбонатными песчаниками, перемежающимися друг с другом. Эти сланцы более хрупкие, чем сланцы лейаса, местами в них встречаются конкреции глинистого сидерита. Отличительной особенностью свиты является присутствие флишевых скульптур на нижних поверхностях прослоев песчаников. Видимая мощность свиты около 1000 м, возраст ее, согласно встреченной фауне, среднеюрский.

Бусарчилльская свита согласно сменяется свитой (млетской, 100–150 м) тонкослоистых черных глинистых сланцев и песчаников. Сланцы богаты углистыми частицами и распыленными мельчайшими шариками пирита, марают руки и оставляют черту на бумаге; нередко слабо карбонатные, реже встречаются прослойки плотного серого мергеля. Условно относится также к средней юре.

Отложения верхней юры представлены по северному склону Центрального Кавказа, в противоположность осадками лейаса и доггера почти исключительно карбонатной фацией и составляют так называемый Скалистый хребет. Л. А. Варданянц (1935) именует его Скалистым-Известняковым и выделяет в карбонатной толще (мощность до 1500 м) левобережья р. Терек 5 свит (келловей, оксфорд, лузитан, кимеридж с нижним титоном и титон). В. П. Ренгартен (1932) аналогичную толщу правобережья р. Терек расчленяет на две свиты: 1 – оксфорд-лузитан-кимеридж и 2 – титон.

Трансгрессивными являются лишь отложения келловей, начинающиеся базальными конгломератами; угловое несогласие обычно не велико. Между другими свитами карбонатной толщи угловые несогласия отсутствуют или выражены слабо. Констатированы келловейская, верхнеоксфордская и андская орогенические фазы, обусловившие обычно лишь смену фаций, а местами пластовые сдвиги.



Вид Казбека с ВСВ из верховья р. Кистинки.

Фото К. Н. Паффенгольца

На юге разрез верхнеюрских отложений представляется в следующем виде (Ренгартен, 1932).

Над вышеуказанными характерными черными породами млетской свиты согласно залегает мергельная свита (Бахани), резко выделяющаяся своей более светлой окраской; залегает в синклиналях. Порода плотная, сланцеватая, темно-серого цвета, сложена скрытозернистым карбонатом. Свита образует ряд изоклинальных складок; мощность не менее 1000 м. Возраст определен условно (оксфорд-лузитан-кимеридж).

Над свитой Бахани расположена пачка темных сланцев, сменяющихся согласно свитой (Ципори) плотных известняков (мощность не менее 500 м). Последние местами псевдоолитовые и полимиктовые, грубообломочные, переходящие иногда в грубые конгломераты (в нижних слоях). Верхнеюрский возраст (титон и валанжин) определен условно; указанный автор считал более правильным объединить свиты Бахани и Ципори в одну карбонатную серию, время отложения которой обнимает всю верхнеюрскую эпоху и век валанжина.

Верхние горизонты известняковой свиты Ципори согласно сменяются огромной толщей (свыше 1800 м) существенно терригенных осадков сланцево-песченикового характера; это уже нижнемеловой флиш.

5. Олигоцен представлен вулканогенной толщей, слагающей вершину Казбека и его восточные склоны. Г. Абих (1843) впервые указывает на вершине Казбека роговообманковый андезит.

Лавы района г. Казбек (5044 м) относились всеми исследователями безапелляционно к четвертичному времени. В. П. Ренгартен (1932), детально закартировавший этот район, считает г. Казбек вулканом послевюрмского времени, давшим в восточном направлении потоки лав, среди которых он описывает аршинский, чхерский, циклаурский, цдовский и девдаракские. В действительности первые два потока подчинены казбекской лейасовой сланцевой свите (см. выше), а циклаурский и девдаракские потоки оказались разобщенными эрозией частями дислоцированной третичной вулканогенной толщи, сла-

гающей плоскую синклиналь близширотного направления, с шарниром, падающим к востоку. На западе эта синклиналь замыкается на перевале водораздела к востоку от вершины Майли-хох (4600 м). Заслуживает особого внимания указание Л. А. Варданянца (1935) о существовании покрова андезитов казбекского типа также на СЗ отрога г. Казбек в пределах водораздела между ледниками Чач и Майли, так как с одной стороны левая береговая морена Чачского ледника изобилует обломками андезитов, а с другой — очень много валунов подобных пород имеется и в моренах (поверхностной и береговых) ледника Майли.

По указанию А. В. Пастухова (1889, стр. 142), вершина Казбека представляет острую дугу, в породах которой не имелось никакого падения (ядро синклинали — К. П.); ниже дуги по направлению к востоку есть плечо, образующее довольно большую площадку, которая закрывает сел. Казбек и которую оттуда принимают за вершину. К югу от гребня вершины на карте (1:33600) указанного автора показан великолепно выраженный глубокий кар, открытый к югу.

На востоке указанная синклиналь обрезана косым сбросом СЗ-ЮВ-направления. Опушена западная часть, поднята восточная, где над сбросом, высоко по правобережью р. Терек сохранился останец подобных андезитов (см. карту В. П. Ренгартена, 1932).

Эти лавы и связанная с ним туфобрекчия слагают водораздельные пространства между ущельями Чхери (на юге) и Чач (на севере) на площади свыше 100 км².

Гвидетский, цдовский и сакецетский "потоки" лав расположены в нижней части разъединяющих их глубоких ущелий, на изолированных гребнях; далее кверху они соединяются в одну толщу, слагающую массив Казбека (ядро синклинали).

Изолированным является "поток" гребня левобережья Девдарахского ущелья. Морфологически он представляет узкий близширотный тектонический клин, обрезанный сбросами, сходившимися западнее Ермоловской хижины. Интересно отметить, что там на их пересечении находится плочиновая (?) грано-

диоритовая интрузия Теплинского типа, показанная на карте Л. А. Варданянца (1935). Этот факт также доказывает дочетвертичный, во всяком случае, возраст лав Казбека.

Представлены лавы Казбекского района роговообманковыми и гиперстеновыми андезитами и андезито-дацитами, прослаиваемыми их туфобрекчиями; последние представляют типичные осадочно-вулканогенные образования, принимавшиеся за моренные. Местами в основании толщи (мощность достигает свыше 300 м) констатированы типичные базальные конгломераты, принимавшиеся за четвертичные террасовые образования.

Всюду лавы залегают на коренных породах (юрских сланцах); четвертичных отложений под ними нигде не констатировано. Разделяющие отдельные площади лав (водоразделы) ущелья (Девдоракское, Хретис-хеви, Ткибис-цхали) достигают глубины до 1000 м, что уже явно говорит против их четвертичного возраста.

В. П. Ренгартен (1932, стр. 46) ошибочно полагал, что глубокие долины, разделяющие языки лав, уже существовали к началу излияний, но они были в значительной мере заполнены разнообразными рыхлыми обломочными четвертичными образованиями. Покрывавшая их лава была затем эродирована в первую очередь.

Если реконструировать первоначальное положение этой вулканогенной толщи, можно убедиться, что она залегает на нивелированной поверхности юрской сланцевой толщи, являясь отчетливо дислоцированной (см. фото Казбека).

В эту толщу по левобережью Терека врезана самая высокая четвертичная терраса (верхнеапшеронская), чем уже определяется дочетвертичный ее возраст. Далее эта вулканогенная толща является более древней и по отношению к нижней эффузивной толще Кельского нагорья, поскольку в последнюю также врезана высокая терраса (верхнеапшеронская), но которая к тому же сама является "ингрессивной" (см. ниже).

В химическом отношении лавы Казбекского района (Шдо-Сакецетской вулканогенной толщи) отличаются обилием маг-

ния и отсутствием или незначительным количеством свободной извести (см. диаграмму на рис. 2 — К. Н. Паффенгольц, 1959).

6. Миоцен-плиоцен. К этому возрасту должны быть отнесены по своему стратиграфическому положению лавы верховья Белой Арагвы. Они слагают восточную оконечность Кельского вулканического плато (нагорья). Последнее представляет весьма своеобразную вулканическую область, охватывающую верховья бассейнов рр. Большой Лиахвы, Белой Арагвы и Ксана. Первые более или менее обстоятельные сведения по геоморфологии этой области имеются лишь в кратких статьях Н. А. Буша (1939) и Л. И. Маруашвили (1936).

Морфологически она представляет собой сравнительно слабо расчлененное высокогорное (от 1600 до 3800 м) плато с типичным вулканическим ландшафтом, сложенное толщей, сформировавшейся, видимо, в течение нескольких вулканических фаз. Эта вулканогенная толща является отчетливо "ингрессивной", выполняя древний рельеф, выработанный в интенсивно дислоцированном карбонатном флише верхней юры — нижнего мела. Наиболее древние эффузивы располагаются непосредственно на флишевых породах; какие-либо аллювиальные или ледниковые отложения на контакте отсутствуют.

Западная часть Кельского плато почти целиком сложена древней эффузивной толщей, в которую по правобережью р. Эрманидон (левый исток Большой Лиахвы) врезаны все четыре четвертичные террасы (см. фото К. Н. Паффенгольца, 1958, стр. 130), откуда возраст ее определяется во всяком случае доалшеронским; раньше его считали четвертичным.

В пределах плато констатированы вулканические центры двух генетических типов: стратовулканы и экструзивные конусы; указываемые в литературе паразитические кратеры, сидящие на лавовых потоках, являются в действительности типичными стратовулканами.

В возрастном и морфологическом отношении отложения Кельского нагорья полностью соответствуют горисской и

ишхлинской мио-плиоценовым игрессивным осадочно-вулкано-генным толщам восточной Армении (Паффенгольц, 1959).

Западная часть Кельского нагорья сложена толщей (до 360 м) андезито-дацитов и дацитов, центром излияния которых является, видимо, вулкан Непис-кало (3536 м). Эти эффузивы слагают правобережье бассейна верхнего течения Арагвы и участок ее левобережья непосредственно к югу от Крестового перевала. Относительная высота карниза лав над руслом Арагвы здесь около 500 м.

В глубине ущелья Арагвы В. П. Ренгартен (1932, стр. 39) указывает под лавами г. Непис-кало толщу (до 100 м) мелкообломочных горизонтально наслоенных отложений, состоящие из лавового гравия, пепла и кусочков осадочных пород.

Сравнивая типы лав Кельского нагорья, констатируем следующие закономерности. Наиболее древние эффузивы являются наиболее кислыми; представлены они рядом от дацита до липарито-дацита. Значительно более молодые (средне (?) - четвертичные) лавы Нарван-хоха являются более основными; преобладают андезиты, имеются переходные разности как к андезито-дацитам, так и к андезито-базальтам. Лавы Маг-ландори - наиболее молодые (вюрмские) - относятся к дацитам.

Сопоставляя кислые лавы Приказбекского и Кельского районов (см. векторную диаграмму - К. Н. Паффенгольц, 1959; рис. 2), видно, что все они группируются вокруг типа 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, видимо, вхождением его в темноцветные компоненты.

7. Постплиоцен. Анализ взаимоотношений четвертичных лав Казбекского района с соответствующими речными террасами произведен нами в специальной статье (Паффенгольц, 1958). Ниже приводится лишь краткая характеристика их в возрастном порядке.

Мна-донский поток представлен биотит-пироксеновыми дацитами, располагающимися на древней (самой высокой) левобережной террасе р. Мна-дон, относительной высоты около 300 м (апшерон-гюнц). В. П. Ренгартен (1932) считал его излияниями Казбека.

Сакохе-Садзельский поток (Гудаурский) сложен плотными афировыми андезито-базальтами; с главного водораздела (центр - вулкан Сакохе, 3080 м) короткий поток спускался к северу и длинный (до 30 км) по склону к юго-востоку - в долину Белой Арагвы, где располагается на рисской (?) террасе. Остатки этого потока, разобшенного эрозией, наблюдаются и по правобережью р. Арагвы (у сел. Микет и Хати-сопели).

С вулканом Сакохе-Садзели связывают также длинный поток (10 км) лав соседнего к востоку устья р. Хатис-хеви. Вершина этого потока оторвана от г. Сакохе вследствие крутизны склона.

Хурисарский поток сложен гиперстеновыми андезито-дацитами, располагающимися на нижней (вюрмской) террасе, временно подпрудив долину Терека и обусловив образование Касарского устья.

Лавы Крестового перевала представлены дацитами, излившимися из небольшого вулкана - г. Крестовой (2469 м) - находящейся непосредственно к востоку от перевала. Узкий поток лав спустился к северу в долину р. Байдары на 6,5 км, располагаясь на ранее (?) вюрмской террасе. В. П. Ренгартен (1932) связывал эти лавы с неогеновыми эффузиями Кельского нагорья (г. Непис-кало), что невероятно по морфологическим данным.

Непосредственно в районе Крестового перевала А. Л. Рейнгард (1914) и В. П. Ренгартен (1932) констатировали водно-ледниковые отложения (горизонтально наложенные галечники и пески мощностью до 50 м), перекрывающие лавы. По склонам выше седловины перевала А. Л. Рейнгард (1914) указывает валуны андезитов Кельского нагорья; Крестовая же гора, по его заключению, представляет исполинский "бараний

лоб". Однако ледник шел не с севера на юг, как предполагал автор, а в обратном направлении; это было ответвление вюрмского ледника верховья Арагвы, оканчивающегося по ущелью р. Байдары у углекислого источника, где намечается ригель, ниже которого долина переуглублена.

Подобный характер имеет Квенамтский (Бусарчилский) перевал (2377 м) на востоке, где седловина его представляет также ложе правого ответвления (в долину Кибиз-чела) Бусарчилского ледника. В это время уже происходил ледниковый перехват долины южным потоком. В последледниковое время водная эрозия окончательно углубила верховья р. Бусарчили-хеви (на 530 м ниже перевала).

Небольшой вулканический массив г. Миллиони-сырх, находящийся напротив Кабарджина, к югу от него, по правобережью верховья р. Миллиони, сложен андезито-дацитами и их туфобрекчиями. Поток (до 3 км) лав излился к северо-востоку по ущелью р. Нарвачи-дон; на большом протяжении скрыт под моренными накоплениями вюрмского времени. Некоторые исследователи полагают, что этот поток доходил в свое время до сел. Коби, располагаясь на нижней (вюрмской) террасе, где в юго-западной части массива Кабарджина, в районе сел. Коби и устья правого притока Терека — р. Терхен, наблюдается мощное (около 200 м) лавовое образование — плато, "прислоненное" к массиву Кабарджина. Сложено оно серо-черными андезито-дацитами, обнажающимися от самого уреза реки и обладающими прекрасной столбчатой отдельностью. Этому варианту противоречат морфология плато и мощность лав. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1913) и В. П. Ренгартен (1932) считают эти лавы восточным концом Казбекского (Мна-донского) потока, размывтого ("отрезанного") впоследствии Терекон. Это явное недоразумение, так как Мна-донский поток располагается на древней террасе (+300 м) Терека, а лавы у Коби обнажаются от самого уреза реки.

В действительности эти лавы являются основанием толщи лав Кабарджина; идентичные лавы с столбчатой отдельностью обнажаются напротив Кабарджина по левому берегу и руслу

Терека, представляя там основание Тхаршетского потока (средний лейас, см. выше).

О древнем оледенении области. По мнению многих исследователей, в формировании современных долин Казбекского района играло большую роль оледенение, достигавшее громадного масштаба, причем главный Терский ледник, выходил временами на Владикавказскую равнину. Принималось, что в гюнцскую и миндельскую ледниковые эпохи морены отлагались на Владикавказской равнине, а в рисскую и вюрмскую — у края гор. В западной же части Кавказа морены древнего оледенения констатированы на северном склоне лишь по долинам в горах и на более высоких отметках, чем по рр. Терек и Гизель-дону.

Первый вывод в корне расходится с положением А. Л. Рейнгарда (1912) и М. Дэчи (1907), что высота современной снеговой границы с запада на восток увеличивается (на западе 2900 м — северный склон), в Центральном Кавказе — 3200 м и в Восточном — 3450 м). Если даже предположить, что в ледниковые эпохи снеговая граница значительно снижалась по отношению с нынешней (по Л. И. Маруашвили (1956) всего лишь на 600–700 м, максимум 700–800 м; определяется на основании положения нижних концов древних ледников в максимальную из реально устанавливаемых фаз их развития), то все же непонятно, как в таком сравнительно небольшом бассейне р. Терек могли развиваться столь мощные ледники, выходившие на равнину.

Интересно отметить, что лишь Г. Абих и А. Гейм считали, что в долине Терека оледенение было весьма незначительным. В новейшей литературе первым высказался против выхода ледника на равнину Л. И. Маруашвили (1953); наши наблюдения в бассейне р. Терек летом 1956 г. показали, что Большого Терского ледника не было; в высокогорной части бассейна Терека в эпохи оледенения существовали в верхних частях долин только разрозненные ледниковые системы. Протяженность наиболее крупных из четвертичных ледников не превы-

шала 12–15 км; они находились лишь в верховьях Терека и его главных притоков (рр. Кистинки, Арм-хи, Каба-хи, Суатиси-дон, Снос-шкали и др.). В бассейне р.Ассы, по данным Л. И. Маруашвили (1936), также имелись только разрозненные ледники, спускавшиеся лишь до высоты 2100–2200 м; длина их не превышала 10 км. Большого сложно разветвленного ледника здесь не существовало, ледники боковых долин не достигали долины р.Ассы. Во время наибольшего оледенения четвертичного периода снеговая линия снижалась на северных склонах до 2700 м, а на южных – до 2900 м абс. высоты (подсчитано Л. И. Маруашвили по методу Гефера). Этот вывод находится в соответствии с палеогляциологическими данными для более западных районов Большого Кавказа, где снеговая граница в прошлом нигде не опускалась более чем на 700–800 м (рр.Кодори, Кубань, Баксан и др.) ниже нынешней. Основные долинные ледники достигали минимальных отметок 1100–1500 м в Западном Кавказе и до 2000–2500 м в Центральном Кавказе (ледники Терека, Ассы и др.). В восточной части Кавказа древнее оледенение было еще более слабым, почти не выходя за рамки циркового типа.

Значительное расширение поймы Терека (а также Гудошаурской Арагвы) выше сел.Казбеги и в районе сел.Коби, обусловлено не ледником Оршвери, а подпруживанием долин противоположащими конусами выноса (соответственно) Куро и Чхери, Каноби и Кабарджина; все конусы древнее, отчетливо террасированные.

Лавовый поток Хурисара, подпрудивший верховье Терека, обусловил создание Кассарского ущелья, а выше него – широкой долины Трусо, выполненной позднеюрмскими озерно-аллювиальными отложениями.

О казбекских завалах. Под этим названием в литературе описаны неоднократные обвалы в районе Девдоракского ледника, причем один из них (13.VIII.1832) имел катастрофический характер, так как достиг долины Терека, перепрудил ее и засыпал Военно-Грузинскую дорогу на протяжении около 2 км.

Основной предпосылкой к образованию Девдоракских обвалов, безусловно, является количество осадков. Катастрофические обвалы, достигавшие шоссе, обуславливаются следующим: отразившиеся от скал ледяные и фирновые массы, дробясь, могут ниже по ущелью вызвать образование подпруды из плотной массы, задерживающей сток. При накоплении большого количества воды может произойти прорыв плотины и вследствие этого селевой вынос; при продолжительных до этого времени ливнях явление это может ускориться. Подобные завалы происходили неоднократно в верховьях рек Геналдон и Гизель-дон (Варданянц, 1935). Таким образом, главным двигателем завала служит вода; поэтому для предотвращения возможных катастрофических селей следует регулярно следить за указателем жизни ледника – расходом р. Амали; при появлении первых завалов их следует взрывать.

Для наблюдения за подобными селеопасными горными реками в настоящее время создана сеть автоматических радиосигнальных станций. Они устанавливаются на незатопленных отметках и круглые сутки при помощи поплавковых датчиков следят за уровнем воды в вытекающих из ледников реках.

II. ТЕКТНИКА

В структурном отношении Казбекский район входит в западную часть Восточного Центрального поднятия Главного хребта, ограниченного разломами и занимающего западную наиболее возвышенную область. В бассейнах верхнего течения рр. Ардона и Уруха зона соединяется клинообразно (заходя друг на друга) с крайней восточной частью Центрального поднятия (Приэльбрусский район) Большого Кавказа (Паффенгольц, 1970, 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 (см. рис. 1).

Длина зоны около 500 км, ширина до 55 км; протягивается она от района г. Ушбы (острие клина) на западе до района вершин Базардюзю (4480 м) и Баба-даг (3632 м) на востоке.

Исключительный интерес представляет наиболее приподнятое западное окончание этой зоны, являющееся типичным тектоническим клином близширотного направления. Границами его служат надвиги кристаллических сланцев эопалеозоя и гранитоидов верхнего палеозоя на отложения лейаса; надвиги сходятся в районе г. Ушба. Северный надвиг ("диагональный", Садонский) является восточным продолжением штавлерского разлома, несколько смещенного южным надвигом ("надвигом Главного хребта"); последний является, следовательно, несколько более поздним.

Садонский диагональный надвиг (протяжение около 100 км) на восточном конце смыкается с региональной широтной зо-

ной разломов вдоль границы средне- и верхнеюрских отложений (см. ниже).

"Южной границей "клина" является Тибский отрезок надвига Главного хребта", который к востоку от Коби известен уже под названием Квенамтского (Ренгартен, 1932). Внутри зоны от "надвига Главного хребта" в районе Мамисонского перевала (2829 м) ответвляется так называемый Адайкомский надвиг (Варданянц, 1935), прослеженный вдоль всего северного склона Главного хребта (свыше 300 км) в верховье Самура, где он сочленяется с Квенамтским (см. ниже). В западной части Адайкомского надвига, к северу от него, параллельно, на расстоянии 2-4 км, протягивается Зарамаг-Теплинский широтный надвиг длиной свыше 30 км. Амплитуда его уменьшается к востоку; на западе вдоль него докембрий и нижний палеозой надвинуты на средний лейас (вулканогенный), и на востоке он затухает (?) среди лейасовых образований массива г. Тепли (4443 м). Здесь же констатирован ряд мелких неонинтрузий гранодиоритов и дацитов (плиоценовых, по Л. А. Варданянцу, 1935). К северу от Казбекского хребта констатированы разломы третьего порядка (Цея-Гуати-кау-Ларс и др.); некоторые кулисообразно смещаются. Эти надвиги нарушают исключительно юрские образования.

В районе Коби от Тибского надвига ответвляется к востоку Алазанский северный надвиг, по которому сложодислоцированные средне-нижнеюрские отложения южного склона Главного хребта надвинуты на верхнеюрские и меловые образования Алазанской депрессии. Внутри тектонической зоны (Северо-Кахетинской) между Квенамтским и Алазанским надвигами наблюдаются много разрывных нарушений второго и третьего порядков, обычно кулисообразно смещающихся. В бассейне верхнего течения р. Самур оба надвига сочленяются с Адайкомским и далее к востоку "надвиг Главного хребта" протягивается до берега Каспия у ст. Яшма (с СЗ от Сумгаита). Здесь в дислокации участвуют и палеогеновые отложения.

СХЕМАТИЧЕСКАЯ СТРУКТУРНАЯ КАРТА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГЛАВНОГО ХРЕБТА Кавказа

Составлена по карте Л.А. Вайдакича (1954) с дополнениями К.Н. Лавренко

1976

км 10 0 10 20 30 40 50 км

ОБОЗНАЧЕНИЯ

Неоген Индигская свита
Кельского плато

Неоген и палеоген
Куринской депрессии

Несимметрично

Палеоген Докестов
и Чечки

Мел

Юра
Безиминская свита

Палеозой

Докембрий

Стратиграфические
подразделения
(орусы) - 1, 2, 3, 4, 5

Сбросы

Надвиги

Надвиги:

1-Садонский

2-Адаманский

3-Главного хребта

4-Северо-Алазанский

5-Ореховский

■ Аудные месторождения
и рудоуправления

Несколько южнее Северо-Алазанского надвига, параллельно ему, протягивается региональный надвиг с сопутствующими ему более мелкими разломами, зарождающийся в районе Крестового перевала и сочленяющийся с Тибетским к востоку от Мамисона. К северу от Телави он сочленяется с Пасанаурским (Ренгартен, 1932). Проходит этот надвиг целиком по меловым отложениям через Белоканы, Закаталы, Кяхи, севернее Нухи и Куткашена – в районе Шемахи (свыше 180 км). Здесь в дислокации участвуют кроме меловых и среднеюрские отложения.

В районе Кахи от него отделяется новый надвиг, протягивающийся к ВЮВ в район Варташена, где уходит под аллювий Агричайской депрессии.

По правобережью Алазани депрессию ограничивает Орхевский надвиг, по которому комплекс меловых пород надвинут на палеогеновый.

Внутри вышеуказанного тектонического клина, полого погружающегося в восточном направлении, находятся высшие вершины Кавказа: двуглавая Ушба (4695 и 4710 м), Дых-тау (5198), Шхара (5201 м), Лабода (4319 м) и Уилпата (4646 м), сложенные кристаллическими породами; последние по правобережью Ардона в антиклинальном залегании уходят под лейасовые образования района г. Тепли (4427 м), интродуцированные третичными гранодиоритами и дацитами.

В палеозойских и мезозойских отложениях вышеохарактеризованного тектонического клина наблюдаются явления диапиризма, наиболее четко проявленные в верхсвях р. Гизель-дон, где они осложняют одноименную брахиантиклиналь (Марков, 1968). В пределах наблюдаемых подобных 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, несомненно, послекюрский.

На меридиане г. Казбек (5047 м) ширина описываемой клинообразной тектонической зоны расширяется до 30 км; сложена она здесь вследствие погружения в восточном направлении кристаллического фундамента, почти исключительно юрскими отложениями. С юга зона ограничена Квенамтским отрезком надвига Главного хребта (восточным продолжением Тибского надвига), а с севера — надвигом верхнеюрских известняков на сланцы доггера. В структурном отношении зона расчленяется на три подзоны: средняя представляет сложную широтную антиклиналь (Казбекско-Дарьялскую), осложненную на крыльях разломами, а краевые подзоны — интенсивно дислоцированными песчаниково-сланцевыми толщами, складки которых, осложненные разрывами, опрокинуты большей частью к югу.

Северная подзона, сложенная сланцевой (джерыхской) свитой, дает систему стоячих складок, имеющих тенденцию опрокидываться к северу. Осложнены они второстепенными разрывами, обусловленными различной жесткостью отдельных толщ, слагающих подзону. Отчетливо проявлен дислокационный метаморфизм пород; прослеживаются с севера на юг постепенное уплотнение пород, их силосификация и серицитизация, замена полигональной неясной отдельности хорошо развитым кливажем, появление плейчатости и т.п. (Ренгартен, 1932).

Северная граница северного пояса (подзоны) представлена зоной крупнейших сбросовых нарушений, ограничивающих небольшие по размерам клинообразные поднятия и погружения; амплитуда смещений обычно большая. К этой мощной зоне раздробления сланцев с последующим окварцеванием приурочено сульфидное оруденение (галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит и, наконец, халькопирит). Это дает полное право признавать данную зону разлома за разрыв, который отнюдь не является поверхностным, а проникает далеко вглубь, откуда только и могут исходить гидротермы, отлагающие сульфиды (Варданянц, 1935).

В целом вдоль этой зоны разломов поднято южное крыло (т.е. со стороны глубинных, а не покровных складок), сло-

женное отложениями нижнего и среднего лейаса; северное же крыло, сложенное образованиями верхнего лейаса и доггера (с покровными складками), относительно опущено и частично перекрыто южным крылом.

В ядре Казбекско-Дарьялской широтной антиклинали по левобережью Терека обнажаются дислоцированные отложения верхнего палеозоя (карбон и нижняя пермь), перекрытые конгломератовым и графитовым горизонтами нижнего лейаса, согласно сменяющимися кератофировым горизонтом (осадочно-вулканогенная толща нижнего лейаса). Шарнир антиклинали погружается к востоку, где она периклинально замыкается по правобережью Терека, оконтуриваясь сланцами кистинской и циклаурской свит. Крылья антиклинали осложнены второстепенной складчатостью, сопровождаемой разрывами.

Толща сланцев кистинской свиты вокруг гранитного массива сильно уплотнена и, вследствие общего окремнения, почти не обнаруживает правильной сланцеватости или кливажа.

Южная подзона (гудошаурская) сложена осадочно-вулканогенной толщей лейаса, причем вулканогенные породы слагают местами крупные массивы (Кабарджин, Чаохи и др.), представляющие древние центры ("острова") извержения. В этой толще наблюдается интенсивная складчатость с определенной тенденцией к опрокидыванию к югу. Пласты обычно поставлены на голову с общим однообразным падением под углом до $60-70^{\circ}$, направленным то к северу, то к югу (последнее чаще). Внутри подзоны отмечены только небольшие разрывы и надыги по крутым поверхностям.

Внутри подзоны дислокационный метаморфизм проявляется значительным уплотнением пород, не достигающим однако той степени окремнения, которая была отмечена для циклаурской свиты. Чрезвычайно распространен в южной подзоне пирит; крупные кристаллические вкрапленники его могли произойти за счет находившегося первоначально в породах, расплывленного в виде мельчайших шариков сернистого железа.

В зонах, прилегающих к поверхностям обоих крупных надыгов, сланцы испытали сильнейшее смятие и перетираание.

Твердые прослои и конкреции при этом являются разорванными, и отдельные куски их приобрели характерную изогнутость. Правильно развитый кливаж наблюдается сравнительно редко.

Южной границей этой зоны является, как упоминалось, линия крупнейшего надвига (Квенамтского) Главного хребта. За ним к югу сразу начинаются более молодые (средняя и верхняя юра – нижний мел) отложения флишевой Гудомакарской подзоны (Ренгартен, 1932). Характерной ее особенностью является развитие карбонатных, известково-мергельных пород. В ядрах антиклиналей выступают сланцево-песчаниковые отложения средней юры, а в северной синклинали оказались подобные же нижнемеловые флишевые породы. Все эти свиты образуют очень хорошо выраженные крупные, почти изоклиналильные складки, однообразно опрокинутые на юг.

На основании вышеизложенного материала по стратиграфии области можно сделать следующие палеогеографические выводы.

По левобережью Терека общая мощность ниже- и среднеюрских отложений колеблется в пределах от 2500 до 3500 м, в среднем равна около 3000 м (Варданянц, 1935, стр. 41). Представлены они в общем мелководными осадками, носящими характер прибрежных – шельфовых. Отложения северной и южной зон разделялись, видимо, невысокой кордильерой, сложенной породами докембрия и верхнего палеозоя. Погружалась она в восточном направлении, и по правобережью существовал в области Большого Кавказа уже единый геосинклинальный бассейн. Наибольшие глубины его, находившиеся в осевой части, медленно прогибаясь, накопили мощные осадки флишевого характера. Формировались они главным образом за счет терригенных материалов, приносимых с севера.

История геологического развития области в юрский период представляется в следующем виде.

Древний субстрат (докембрий, палеозой и триас), сложно дислоцированный при палеозойских (каледонских и варисийских) и первых слабых мезозойских орогенических фазах, к

началу лейаса (геттанг-синемюр) был снивелирован эрозией. С этого времени на месте Большого Кавказа начала формироваться синклинальная депрессия. Морская трансгрессия начинается, по-видимому, в конце нижнелейассового времени. Почти одновременно с этим, но главным образом в среднелейассовое время, происходят первые проявления эффузивного вулканизма, вероятно связанные с древне-киммерийской орогенической фазой.

В конце среднелейассового времени снова протекают орогенические движения (предтоарская и донецкая фазы), которые воздвигают местами цепи вулканических островов. Но во время верхнего лейаса прогибание (углубление) геосинклинали идет неуклонно. Здесь накапливается колоссальная (в несколько километров) толща терригенных осадков. Сперва отложения были более песчанистыми, сменявшиеся потом более глинистыми; временами развивалось сероводородное заражение глубин. По краям геосинклинали, ближе к периферической зоне в верхнелейассовое время отлагались осадки с довольно богатой фауной моллюсков.

В среднеюрское время продолжается накопление терригенных осадков флишевого характера. К концу доггеря и в келловейское время усиливается карбонатность осадков, но сероводородное заражение продолжается.

Резкое изменение фациальных условий происходит в начале верхнеюрской эпохи в результате андской орогенической фазы. Морская трансгрессия покрывает ту континентальную площадь на севере, которая до того времени давала терригенный материал.

В Кавказском бассейне накапливаются почти исключительно органогенные известковые осадки. На северном склоне они имеют неритический характер и содержат остатки разнообразной фауны, в зоне южного склона (осевая часть бассейна) мергельная свита еще имеет флишевый характер.

На границе киммериджа и титона происходят вновь орогенические движения (андской группы фаз), выдвигающие цепи островов как на севере, так и в осевой зоне.

В нижнемеловое время, к началу готеривского века, континентальная платформа на севере вновь выступает из-под уровня моря и с нее начинает поступать в Кавказский бассейн терригенный материал. Далее вверх по разрезу орогенические фазы отмечены В. П. Ренгартеном (1932) на юге перед сеноманом (австрийская фаза), в середине сенона (субгерцинская фаза), на границе мела и палеогена (ларамийская фаза), а также в эоцене и олигоцене.

III. ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

1. Граниты. В Казбекском районе гранитные породы обнажаются в нескольких местах; самым восточным и крупным из них является так называемый Дарьялский гранитный массив, неоднократно описывавшийся в литературе. История его изучения объективно разобрана Л. А. Варданянцем (1935).

Инtruзия находится в западной, наиболее приподнятой части восточного поднятия Главного хребта, отделяясь от центрального поднятия Большого Кавказа диагональным разломом (Садоно-Штавлерским; К. Н. Паффенгольц, 1969). В пределах магматического тела выделяют два более крупных массива (Дарьялский и Гвилетский) и три незначительных (Бе-лянкин, 1914; Ренгартен, 1932). Породы всюду светло-серые, средне- и крупнозернистые, порфировидные; структура гипидио-морфнозернистая. Отмечается относительно небольшое содержание окремненных минералов при значительном количестве крупных — до 5–7 мм, удлинённых кристаллов, кали-натрового полевого шпата, придающих породе порфировидный облик.

Дарьялские гранитоиды Д. С. Бе-лянкин (1914) сперва определил как гранодиориты, впоследствии он называет их плагиоклазовыми гранитами; однородность гранитов нарушают шпильры и аплиты. В гранитном массиве Д. С. Бе-лянкин констатировал многочисленные дайки уралитовых диабазов (спессартитов, по Г. Д. Афанасьеву) и порфиритов, залегающие согласнo гнейсовидности. По его подсчетам, общая площадь основных жил в Гвилетском массиве составляет примерно

110 от общей поверхности обнаженной части массива. Некоторые исследователи полагают, 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 (подробнее о гранитизации сказано ниже).

Предполагалось, что эти массивы представляют тектонические глыбы, разобщенные на поверхности нижнеюрскими песчаниково-сланцевыми образованиями с незначительными остатками палеозойских метаморфических пород (сланцы с оттрелитом). Выходы Дарьялских гранитов в целом рассматривались как раздробленное горстообразное поднятие в ядре Центрально-Кавказского сложного веерообразного антиклинария.

По нашим наблюдениям (1958–1969) Дарьяльская интрузия приурочена к крупной брахиантиклинали близширотного направления, сложенной кварцитами и сланцами кистинской свиты (см. выше). Брахиантиклиналь осложнена второстепенной складчатостью и разломами; на горе Гургала над гранитами наблюдается мощная свита известковистых кварцитов с прослоями довольно крупной кварцевой гальки. В. П. Ренгартен (1932) правильно считает их базальными конгломератами лейасовой свиты, не указывая, однако, причину отсутствия здесь галек гранитоидов. По нашим повторным наблюдениям, граниты прорывают конгломераты и внедряются в породы кистинской свиты, образуя местами по периферии массива хорошо выраженные зоны мигматитов, принимавшиеся ранее многими за милониты. По правобережью Девдорацкого ущелья в кистинской свите в контакте с гранодиоритами наблюдается зона графито-андезитовых сланцев. Интрузивные контакты гранодиоритов со сланцами нередко сорваны. Поэтому, например, гранитоиды небольшого Гвилетского массива по сравнению с идентичными по составу породами Дарьяльского интрузива характеризуются более высокой степенью динамометаморфизма и большей интенсивностью вторичных процессов.

На магматический контакт гранитов Кассары с породами P^3 и Mz_1 , а дарьяльских гранитов – с породами кистинской свиты указывают П. А. Полквой и В. А. Мельников (1962).

По левобережью Терека Дарьяльский массив прослеживается к западу далеко вверх на большие высоты почти до самого ледника Чач, где обнажения гранитов имеют вид узкой (всего в 50–100 м полосы, ограниченной с севера лейасовыми сланцами (контакт тектонический), а с юга – олигоценым покровом андезитов. В этой же полосе на продолжении гранитов выступают ближе к леднику кварциты, стнесенные Л. А. Варданянцем (1935) к карбону. В связи с этим Дарьяльскую антиклиналь представляется возможным протягивать значительно дальше к западу непосредственно под сплошной ледяной и снежный покров северных отрогов г. Казбека.

В заключение характеристики Дарьяльского массива интересно отметить на крайнем западном его продолжении над ледником Чач, по правую его сторону, наличие валунов гранодиорита среди береговой морены этого ледника. Эти гранодиориты, в отличие от Дарьяльских ("древних"), Л. А. Варданянц (1935), а также Д. И. Панов и В. И. Шевченко (1964) считают уже плиоценовыми. Подобные же выходы неинтрузии Л. А. Варданянц предполагает по правобережью средней части Генал-донского (Майлийского) ледника и в северо-восточных, западных и южных отрогах г. Колкай-хох и в восточных г. Цити-хох; там береговые морены состоят почти исключительно из валунов гранодиоритов. В связи с "плиоценовым" возрастом указанных гранодиоритов встает логический вопрос о проверке контакта гранитоидов Дарьяла с третичной эффузивной толщей в верховье правой вершины Чачского ущелья.

Все перечисленные обнажения составляют, по Л. А. Варданянцу (1935), Колкай-хох – Казбекскую группу выходов неинтрузивных гранодиоритов; всюду они прорывают средне-лейасовые отложения. Далее к западу им отвечает вторая – Теплинская – группа выходов неинтрузий, входящих в обширный пояс, протягивающийся к западу до р. Пшиш.

Несомненно, что каждой из числа трех групп обнажений гранодиоритовых интрузий соответствует на глубине крупное интрузивное тело – батолит, по отношению к которому уже известные выходы являются лишь апофизами. Приурочен батолит к зоне крупнейшего поднятия (длина до 60–70 км); им обусловлена значительная ширина зоны контактного воздействия гранодиоритов.

В противоположность Дарьяльской интрузии Гвилетский массив по левобережью р.Терека быстро погружается с образованием над ним крупной зоны мигматизации. Здесь интрузия приурочена к ядру узкой сжатой антиклинали, осложненной вулканогенно-осадочной свитой (казбекской) нижнего лейаса (см. карту В. П. Ренгартена, 1932); на продолжении оси складки к западу, по правобережью Девдоракского ущелья, находятся проявления медных руд, разведанные В. С. Бульго (1930). Рудопроявления, несомненно, связаны с поствулканическими гидротермальными и пневматолитическими процессами, сопровождавшими становление интрузии.

Далее к востоку – юго-востоку от Дарьяла гранитоидные интрузии в Главном хребте не обнаружены. В литературе имеется указание ботаника Г. И. Радде (1881) о нахождении глыб гранита по левобережью Пирикительской Алазани, к северу от сел.Дартло, у подножья хребта Диклос-мта (свыше 4000 м). Вследствие большого научного интереса такого выхода мы посетили (1962) этот труднодоступный район. К сожалению: "гранитоиды" оказались глыбами лейасовых сланцев, покрытых красно-бурой лимонитовой коркой. Не указывает здесь на наличие гранитоидов также и В. Н. Крестников (1944), детально закартировавший район.

2. Неоинтрузии. Наиболее насыщенной неоинтрузиями является центральная зона Главного хребта между Эльбрусом и Казбеком. Отличительной особенностью пород неоинтрузий долгое время считали наличие в них анортоклаза и даже санидина. Однако детальное оптическое исследование каликатровых полевых шпатов разных интрузий и эффузий Кавказа,

проведенное Л. А. Варданянцем (1937), показало, что типичные микроклин и анортоклаз встречаются также в мезозойских и палеозойских изверженных породах. Это дало указанному автору основание для предположения, что санидиновая анортоклазовая и микроклиновая формы калинатрового полевого шпата являются в значительной степени функцией условий кристаллизации магмы независимо от абсолютного возраста самого вулканического образования.

Л. А. Варданянц молодые интрузии Восточного Кавказа относит к плочищу, разделяя их на два комплекса: интрузия теплинского типа и южнодагестанские интрузии, обнажающиеся в бассейне рек Самур и Ахтычай. Первый комплекс интрузий указанный автор разделяет на две группы: первая из них, более древняя по возрасту, представлена в основном гранодиоритами с переходами к гранитам и кварцевым диоритам и сиенито-диоритам; во вторую группу входят андезиты, дациты и липариты. С породами первой группы парагенитически связаны гранит-порфировые разности, а также аплиты и пегматиты. Наряду с анортоклазом иногда присутствует почти типичный микроклин, как, например, на леднике Сангути. Залегают такие породы почти всегда в виде небольших неправильных массивов (от 0,3–0,5 до 2–3 км²).

В общем гранодиориты Теплинского типа имеют обычно порфировидный облик, определяемый наличием не очень крупных порфировых выделений среди мелкозернистой кристаллической массы. В качестве порфировых выделений обычны полевые шпаты, затем пироксены, роговая обманка (зеленая) и биотит. При этом пироксен присутствует в гранодиоритах очень часто и является для них, по Л. А. Варданянцу (1935), характерным минералом, а не случайным, проявившимся в результате вплавления в гранодиоритовую магму известняка. Мелкозернистая масса состоит из тех же минералов. Биотит и роговая обманка почти всегда хлоритизированы, а пироксен-уралитизирован; плагиоклаз обычно представлен андезином (№35–40). Кварц присутствует в мелкозернистой массе в зна-

чительном количестве (до 68%). Количество цветных компонентов не более 10%. Л. А. Варданянц относит эту породу к гранодиоритам, притом вероятнее всего в гипабиссальной фации почти не диагенетизированной. Последнее обстоятельство является следствием быстрого охлаждения; указанием на это может служить то, что данная порода довольно часто по ее структуре стоит ближе к андезито-дацитам, чем к гранодиоритам.

В заключение следует подчеркнуть, что подобные вышеуказанным гранодиоритам теплинского типа породы широко развиты в пределах Малого Кавказа, где для них доказывалась с несомненностью палеогеновый возраст.

Вторая группа неинтрузий теплинского типа представлена, по Л. А. Варданянцу, преимущественно дацитами и липаритами. Залегают они чаще в виде даек различной мощности и протяженности, нередко секущих неинтрузивные гранодиориты, чем доказывает их более позднее формирование.

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. Л. А. Варданянц относит их к верхнему плиоцену, причем, по его мнению, они являются корнями вулканических образований Казбекского района. Но выше указывалось, что последние являются палеогеновыми. Достоверно установлено (Г. М. Ефремов), что внедрению гранитов предшествовали диориты (Сангутидонский плутон), и вслед за гранитами внедрялись жильные породы, представленные дацитами и андезитами.

Интрузивные образования теплинского типа располагаются разбросанными очагами, в пределах которых часто наблюдаются более крупные массивы гранодиоритов или гранит-порфиров и сгущение даек дацитов. Между очагами встречаются отдельные дайки дацитов. Породы образовались из одной

магмы; причиной петрографического разнообразия пород, несомненно, являлись тектонические процессы (непрерывно-прерывистые).

Анализ тектонических условий формирования интрузии теплинского типа показывает, что ее внедрение произошло в период полностью прекратившихся усилий сжатия, во время поднятия и размыва кровли. Последние этапы формирования интрузий происходили в условиях сильного напора газов, что приводило, при сравнительно небольшой мощности кровли, к прорыву последней и образованию трубок взрыва, характерным примером которых являются брекчии Бурстаранды в центре Сангутидонского плутона.

В связи с указанной протяженностью пояса неинтрузий встает следующий логический вопрос. Если упомянутый гипотетический батолит протягивается через Дарьялскую интрузию далее на восток, то можно трактовать интрузивные породы "сланцевого" (внутреннего) Дагестана как выступы батолита. Это дает полное основание для детальных поисков там скрытых ("слепых") рудных месторождений.

Вопрос о возрасте гранодиоритовых интрузий теплинского типа долгое время оставался спорным: их считали мезокайнозойскими, плиоценовыми и даже нижнечетвертичными. Лишь в 1953–1954 гг. нам удалось привести доказательства в пользу их нижнемиоценового возраста. Интересно вспомнить предположение Д. С. Беянкина (1914), что неинтрузии Казбекского массива представляют интрузивную фацию казбекских извержений, для большинства последних нами также доказывался олигоценовый возраст.

Породы теплинского типа по минеральному составу близки к породам так называемого тырныаузского интрузивного комплекса, относившегося ранее к верхнему лейасу. Аналоги эльджуртинских гранодиоритов Тырныауза прорывают в ущелье Джунгу-су нальчикскую вулканогенную толщу (олигоценовую), ранее считавшуюся четвертичной (Паффенгольц, 1956).

В металлогеническом отношении нижеюрские эффузивы и сопровождающие их интрузии (корни излияния?) изучены пло-

хо. Лишь в истоках р.Кубани с ними установлена связь ба-
ритового рудопроявления и намечается связь слабых прояв-
лений свинцово-цинкового оруденения.

Дайки (?) приурочены исключительно к отложениям сред-
него 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 многочислен-
ны и слагают пояс протяжением в несколько десятков кило-
метров. С этим поясом совпадают пространственно (вероятно
и генетически) многочисленные полиметаллические и медные
рудопроявления.

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

3. О гранитизации. Ввиду ясной генетической связи
оруденения с интрузивными породами для большинства руд-
ных районов и месторождений Кавказа следует в заключение
коснуться злободневного вопроса о гранитизации.

В освещении проблемы гранитизации нередко допускаются
методологические ошибки: аргументация разрозненными гео-
логическими и петрологическими фактами в отрыве от всей
суммы их, неправильное ориентирование во взаимно связан-
ных процессах магматизма, тектоники и метаморфизма. Мно-
гие кавказские геологи полагают, что некоторые (во всяком
случае) гранитоиды Кавказа образовались в результате мета-
соматической гранитизации древнейших пород — кристалли-
ческих сланцев и связанных с ними метаморфизованных основ-

ных 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 наблюдалось бы выборочное изменение и превращение в граниты лишь 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), надо ожидать одновременное 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.

"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.

IV. О МЕТАЛЛОГЕНИИ ОБЛАСТИ

В бассейне Терека встречено много рудных проявлений, приуроченных к области развития наиболее метаморфизованных глинистых сланцев лейаса. Все они принадлежат к категории гидротермальных жил, выполнивших трещины и зоны раздробления в сланцах или в альбандах даек диабазов. Последние послужили лишь удобными путями для подъема растворов в более позднее время. Л. А. Варданянц (1931) впервые высказал правильное предположение, что все рудные проявления в Центральном Кавказе необходимо ставить в связь с третичными неинтрузиями гранодиоритов, которые действительно известны, как указывалось, непосредственно к западу от Казбека. Возможно, что третичной является и Дарьяльская интрузия (см. выше).

Жильные тела образованы кварцем, реже кальцитом с вкрапленностью сульфидов; пирита, пирротина и халькопирита, иногда встречаются цинковая обманка и свинцовый блеск.

Различные разведанные группы рудных проявлений Казбекского района описаны в специальных работах В. П. Ренгартена (1924), В. П. Ренгартена и В. С. Домарева (1927) и В. С. Булыго (1930). Последним разведано и описано наиболее крупное Девдоракское месторождение меди, но и оно при крайне трудных условиях эксплуатации не может считаться рентабельным.

Во всех проявлениях рудоносности можно видеть влияние неглубоко залегающего магматического очага, констатирует-

ся известная зональность. Это вытекает из присутствия высокотемпературных минералов (пирротина) во многих месторождениях центральной зоны (антиклинальной); пути проникновения горячих растворов здесь были короткими.

В северной зоне находятся только пирит, халькопирит и свинцовый блеск; в южной зоне проявляется лишь наиболее легкоподвижный сурьмяный блеск.

Геологическая характеристика Белоканского района и его металлогения.^x

Здесь, по устью р.Белокан-ор (Белакнис-цхали) по южному склону Главного хребта констатирован следующий разрез юрских образований (снизу вверх): 1 – динамометаморфизованные глинистые сланцы с пластовыми дайками диабазов; 2 – нормальные глинистые сланцы; 3 – перемежающаяся толща известняков и мергелей.

1. Сланцы преимущественно серого (разных оттенков) – до черного цвета, часто с блестящим шелковистым или матовым отливом, то тонко-, то толстослоистые, почти всегда плотные, переходящие в разности кровельных и аспидных.

Сланцы часто содержат прослои серых мелкозернистых слюдистых песчаников, весьма изменчивой мощности. Местами песчаники вытесняют включающие их сланцы. Некоторые разности аспидных и кровельных сланцев иногда богаты включениями кристалликов серного колчедана, рассеянного на плоскостях наложения без видимого порядка. Кроме того, им же подчинены многочисленные жилы, линзы и прожилки молочно-белого кварца, среди которого местами встречается хорошо окристаллизованный кальцит. Жилы и прожилки кварца местами настолько многочисленны, что вся поверхность обнажения

^x В настоящей работе характеристика Белоканского месторождения приводится для сопоставления с металлогенией Казбека.

приобретает "сетчатый" или "клетчатый" вид, так как жилы и прожилки кварца пронизывают сланцы как по плоскостям на-слоения, так и по многочисленным секущим трещинам. Мощ-ность отдельных жил и прожилков колеблется от миллиметров до полуметра и более. Почти всегда кварц молочно-белого цвета, реже с желтоватым оттенком, с жирным блеском, иногда ноздреватый.

Среди кварца местами встречаются незначительные при-мазки и включения медной зелени, железистой охры, цинко-вой обманки и свинцового блеска. Вся масса сланцев обык-новенно разбита системой различно выраженных трещины, ориентированных различно к плоскостям на-слоения их, чем обусловлена наблюдаемая иногда грифелевидная отдельность. Плитняковая отдельность наблюдается чаще, но более тонкие плиты (кровельные) встречаются редко.

Характерной особенностью этой толщи сланцев является большое число пластовых даек диабазов, видимо, способство-вавших метаморфизму включающих пород. Это - аналог цик-лаурской свиты Казбекского района.

Метаморфизм сланцев выражается главным образом в уплотнении их, серицитизации, плйчатости (часто микроплй-чатости) и иногда в весьма интенсивном развитии кливажа. Сланцы являются продуктом динамометаморфизма, вернее - регионального метаморфизма, обусловившего новообразование серицита и хлорита (а также уралита в диабазах).

2. Сланцы южной части района серого, темно-серого и буровато-серого цвета, то тонкие, то толстослоистые, также прослоены на разных горизонтах серыми мелкозернистыми песчаниками, но количество прослоев последних значительно меньше. Песчаники сильно трещиноваты и мощность их зна-чительно варьирует (от нескольких сантиметров до несколь-ких метров). От сланцев северной части описываемые породы отличаются почти полным отсутствием новообразований слюд, меньшей степенью развития кливажа, не содержат пластовых даек диабазов и не проникнуты прожилками и линзами квар-ца. Представляют они собою неизменные нормальные глинис-

тые сланцы и мелкозернистые песчаники. Необходимо еще отметить, что нигде в обеих сланцевых толщах и прослоях песчаников нами не встречено карбонатов.

Каких-либо перерывов в обеих сланцевых толщах не констатировано, но граница между ними очень резкая, что дает основание предполагать наличие тектонического контакта между этими свитами.

В бассейне р. Белокан-ор все породы, при почти широтном простирании, падают на север и северо-восток под крутыми углами, иначе говоря, являются все опрокинутыми на юг. Выделяется несколько тектонических подзон: 1 - Жихих-Кизилдаринская; 2 - Филиз-чай - Аттачайская; 3 - Катех-Гюмбулчайская. Границами подзон служат глубинные разломы типа надвигов (Курбанов и др., 1968).

В Белоканском и соседних районах констатированы многочисленные проявления медно-колчеданного и колчеданно-полиметаллического оруденения. В его локализации - в сланцевых толщах играли роль структурные факторы. Главные разведанные месторождения приурочены к четырем антиклинальным складкам близширотного простиранья.

Кроме давно известного месторождения по р. Жихих, приуроченного к Жихих-Кизилдаринской тектонической подзоне, в последние годы здесь открыт ряд новых, среди которых первостепенное значение имеет Филизчайское. Расположено оно в среднем течении р. Караб-чай, правого притока р. Белокан-ор; приурочено к северному крылу антиклинальной складки, сложенной глинисто-песчаными образованиями аалена. Складка осложнена разрывами, находится на северо-западном конце Филиз-Аттачайской тектонической зоны, в районе ее выклинивания.

В. Я. Эдиллашвили и др. (1974) считают рудовмещающую толщу доюрской.

Рудная залежь имеет пластообразную форму и сопровождается рядом мелких жил и прожилков линзообразной формы. Основное рудное тело прослежено по простиранию на 1200 м,

по падению – на 600–850 м; мощность колеблется от 2,5 до 45–60 м.

Состав руд преимущественно сульфидный: пирит (60–95%), сфалерит, галенит и халькопирит. В незначительных количествах встречаются – арсенопирит, магнетит, сульфосоли висмута, серебра, мышьяка и сурьмы; теллуриды золота, серебра, висмута и свинца.

Особенностью Филизчайского месторождения является присутствие в руде в значительных количествах (до 10%) пирротина, образующего тела существенно пирротиновых руд и прожилки в пиритовых рудах. Минералы зоны окисления представлены гидроокислами железа, малахита, азуритом, самородной медью.

Относительно генезиса руд Белоканского района существуют разные мнения. И. Н. Ситковский допускает возможность формирования пирито–пирротиновых залежей в условиях седиментогенеза вмещающих пород. Но полиметаллические руды, по его мнению, генетически связаны с гидротермальной деятельностью, а именно с эндогидротермами.

Д. Д. Мазанов (1969) в отношении сульфидных руд Белоканского района придерживается седиментационно–диагенетически катагенетической теории Н. М. Страхова (1963).

По Д. Д. Мазанову, колчеданно–полиметаллические и медно–пирротиновые руды являются полигенными^х и полихронными^{хх} образованиями. Оруденение формировалось в результате процессов, протекавших при осадконакоплении и последующем диагенезе и катагенезе. Чередование прослоев с разным

^х Рудное вещество поступало из нескольких источников (из пород верхнего палеозоя, с континента, из ювенильных магм).

^{хх} Непрерывная трансформация рудного вещества с момента поступления его в осадок и до наших дней (процессы диагенеза, катагенеза, метагенеза подвергались воздействию метаморфогенных растворов и производных основной магмы).

составом сульфидных минералов объясняется сменой физико-химических условий в бассейне осадконакопления.

Рудные концентрации претерпели значительное перемещение в пространстве в связи с киммерийской складчатостью и альпийским орогенезом и в некоторых местах подвергались эрозии.

Возникновение жильно-прожилковых руд следует отнести, по автору, за счет более позднего преобразования юрских пород в начальной стадии метаморфизма.

В. И. Резников (1968) пытается объяснить генезис колчеданных месторождений Восточного Кавказа (и в первую очередь медно-пирротиновых) с точки зрения А. И. Перельмана о геохимических барьерах. Рудоотложение происходило на сероводородном геохимическом барьере в результате осаждения металлов из эпи- и телетермальных вод (подробнее см. К. Н. Паффенгольц, 1970, стр. 333).

Однако детальные геологические исследования показали, что все медно-пирротиновые и полиметаллические рудопоявления области являются гидротермальными образованиями и принадлежат по времени образования к одной металлогенической эпохе (третичной), так как развитие их тесно связано с одним магматическим очагом, что подтверждается единством химических ассоциаций элементов и наблюдаемой по отношению к нему зональностью.

В заключение интересно отметить, что примерно в 100 км к востоку от Белоканских месторождений – на восточном конце Кахетинской тектонической зоны – открыто богатое Кизилдаринское месторождение медно-пирротиновых руд. Расположено оно по правобережью р.Ахты-чай (правого притока р.Самур). Рудоносная крутопадающая зона приурочена к аргиллитовой толще аалена, сложно дислоцированной, в области сопряжения трех надвигов (с севера на юг): Адайкомского, Главного хребта и Северо-Алазанского. По обоим склонам устья р.Ахтычай констатированы дайки габбро-диабазов и диабазовых порфиров, выявлены фации гидротермального

метаморфизма. Рудные тела представляют собой серию сложных кулисообразных блоков массивных руд, сопровождающихся вкрапленно-прожилковой, сетчато-прожилковой и вкрапленной минерализацией.

Интерпретация и расчет комплексных локальных гравитационных и аэромагнитных аномалий позволяют сделать вывод о том, что аномалиеобразующие массы в интервалах осреднения гравиметрии в 4–10 км соответствуют магматическим телам почти вертикального падения. Предполагается, что аномалиеобразующие магнитные массы уходят корнями в глубь земной коры в зоне Главного разлома, а в верхних частях разреза образуют достаточно разветвленную систему, расходящуюся в виде пучка субвертикального направления от глубоких частей зоны Главного разлома (Черненко и др., 1975).

Железные руды осадочного происхождения в юрских отложениях Северного Кавказа разделяются на две группы: 1 – конгломератовые, оолитовые, пизолитовые и бобовые руды; 2 – сидериты конкреционные (преимущественно) и пластовые.

Первая группа рудопроявлений свидетельствует о прибрежных (шельфовых) условиях возникновения и связаны с перерывами осадконакопления (орофазами и трансгрессиями) или изменениями в направлении развития его. Эти руды представлены в основном гидрогетитами, в меньшей степени сидеритом и лептохлоритами, свидетельствуя о преобладании окислительной среды при их формировании. Их накоплению предшествовало длительное формирование коры выветривания в условиях теплого и влажного климата, когда размывались палеозойские и более древние породы субстрата Кавказа, в котором преобладали изверженные образования. Последние при разложении являлись источником большого количества железа, переходившего в растворимые органические соединения. Это сопровождалось широкой миграцией железа, приведшей к формированию осадочных железорудных горизонтов в юре. Приурочены железорудные проявления этой группы к: 1 – подошве нижней юры (древнекиммерийская орофаза и последую-

шая трансгрессия); 2 - сланцево-песчаниковой толще нижней юры (тоара; предтоарская орофаза); 3 - подошве верхнеюрской известняковой толщи, отчасти низам ее (предкелловейская орофаза и последующая трансгрессия). Размещены они в центральной части северного склона Б.Кавказа (Урух, Черек, Чегем, Баксан, Малка), где располагаются или непосредственно на размытой поверхности нижележащих пород, или в небольшом удалении от контакта, свидетельствуют об обстановке нарастания (чаще) и спада трансгрессивных волн (Страхов, 1947).

Вторая группа рудопроявлений (сидериты) приурочены к более удаленным от берега участкам морского дна (нижней границе шельфа); здесь преобладала восстановительная среда и руды формировались в условиях стабильности фациальных обстановок на протяжении относительно больших промежутков времени. Встречаются юрские сидериты в нижней юре (тоараален) и в среднеюрских отложениях, образуя более заметные концентрации в нижней угленосной юре. Степень насыщенности ими разрезов, размеры концентрации в этих отделах неодинаковы; более эффективная насыщенность сферосидеритами приурочена к лейасу, где содержание концентраций в отдельных интервалах разреза достигает 20-30%.

Наибольшие запасы сидеритовых руд констатированы в Дагестанских месторождениях (в частности на водоразделе рек Курах-чай и Самур). Необходима разработка всего комплекса вопросов, связанных с проблемой использования этого рудодоминирующего сырья, в первую очередь изучение способов рудобработки сферосидеритов (Корженевский, 1959).

У. СОПОСТАВЛЕНИЕ РАЗРЕЗА НИЖНЕ-СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КАЗБЕКСКОГО РАЙОНА С ТАКОВЫМИ ЗАПАДНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТЕЙ ГЛАВНОГО ХРЕБТА

1. О "диабазовых" поясах. Особого рассмотрения требуют вулканические образования области. Ранее, кроме вышеохарактеризованного горизонта, здесь особо выделялись юрские диабазово-порфириновые породы (считавшиеся б.ч. интрузивными) и четвертичные лавы, что явилось следствием предвзятых установок при картировании.

Д. С. Белянкин (1914) различает два типа среди "диабазовых" пород: колотанский тип, иначе называется чимгис-чаохинский (пластовые дайки), соответствует мощному развитию его в горных группах Чимгискде и Чаохи (Чаухи).

Однако тщательный анализ морфологии указанных образований, последовательность их формирования, отношение к осадочным образованиям, т.е. выяснение всей геологической обстановки этой вулканической области, показало широкое развитие юрского вулканизма и в незначительной степени четвертичного и третичного.

Проявления юрского эффузивного вулканизма ныне известны почти на всей площади Большого Кавказа. Выражены они естественно, в различной степени и форме на разных участках всего протяжения современного Главного хребта, но особенно интенсивного развития они достигли в центральной части, между бассейнами рр. Чегем (на западе) и Ассы (на востоке). Здесь в площадном расположении юрских вулкани-

ческих образований наблюдаются определенные закономерности, обусловленные первичным расположением вулканических очагов в период формирования юрской геосинклинальной впадины Большого Кавказа.

А. П. Лебедев (1950), детально изучавший геологическое положение юрского палеовулканического комплекса этой области, выделяет пять разновозрастных вулканических циклов, различающихся фашиально: 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 (соответственно интрагеосинклиналям).

Северная периферическая зона ("андезито-дацитовая") отчетливо выделяется от Туалсе до Терека (в нее входит и Крым). В эту зону входит выделенный Л. А. Варданянцем (1935) "кератофировый" горизонт. На территории Северной Осетии 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 сосюритизированного олигоклаз-андезита 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 светлой, но и в темноцветной части; исключение составляет цирконий; рассеивающийся в обеих частях породы. Колебания их содержания практически не зависят от количества акцессорных мине-

ралов. По химическому составу – это отчетливо натровые породы, относящиеся к нормальному ряду.

В Северной Осетии на северном крыле Адайкомского антиклинория В.В.Авдонин (1964) выделяет в Казбекском диабазовом поясе пять генераций: 1 – амфиболовые диабазы, 2 – уралитовые порфиристы, 3 – диабазовые порфиристы, 4 – диабазы и 5 – лейкодиабазы. Слагают дайки мощностью 0,5–3,0 м, редко до 10–15 м; длина их до 600 м, падение к югу ($180-215^{\circ}$), $\angle$ $45-50^{\circ}$.

Породы образовались из одной магмы, в формировании диабазового пояса ведущую роль играли тектонические процессы, которые в конечном счете и явились причиной петрографического разнообразия диабазовых пород.

Центральная зона ("диабазовая") представляет собой область преимущественного развития пород спилито-диабазовой серии. Типичными особенностями ее являются подводный характер излияний, небольшая мощность отдельных покровов при большой их протяженности и однообразии состава (трещинный тип излияний); обычно отсутствуют пирокластические продукты, заметны сильные автометаморфические и отчасти регионально-метаморфические изменения (хлоритизация, альбитизация и т.п.). Намечаются две фазы выделения: первая – спилитовая, вторая – преимущественно диабазовая (подводные излияния и сопровождающий их комплекс субинтрузивных тел). Магма по времени внедрения второй фазы была местами уже более дифференцирована.

Следует указать, что 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, характерных, в ряде случаев, особенностями химизма, зачастую характерной шаровой или подушечной отдельностью, а также наличием слоистых осадочно-вулканогенных пород, состоящих из многочисленных пропластков тонкообломочного пирокластического материала.

Совокупность диабазово-порфиритовых пород является до сего времени еще недостаточно изученным элементом геологического строения всего Центрального Кавказа. Причина этого заключается прежде всего в необычном разнообразии пород, объединяемых в этой одной группе, а затем в столь же необычном, но уже однообразии, по крайней мере внешнем, их залегания и отношения ко всем вмещающим породам. Породы этой группы до последнего времени многими объединяются в описаниях под сборным названием "диабазы"; в то время как в ряде случаев отдельные разновидности группы не имеют ничего общего с диабазами (Варданянц, 1935).

Обнажения "диабазовых" пород приурочены в подавляющей массе к толще песчаников и черных аспидных сланцев, относимых к лейасу.

В толще юрских аспидных сланцев "диабазовые" породы залегают часть в форме ясносекущих даек, чаще же в форме пластовых образований, слагая сложные диабазово-сланцевые пакеты, в которых нередко свыше 50% объема приходится на долю "диабазов".

В общей совокупности такие сланцево-диабазовые пакеты составляют своеобразный пояс, который в морфологическом отношении выражен достаточно резко. Местами пояс составляется из нескольких ветвей (соответствующих антиклиналям), кулисообразно смешивающихся или обрезаемых разрывами.

Главная часть сланцево-диабазового пояса протягивается непрерывной волнообразной лентой от Мамисонского перевала на западе до гор Куру и Шино на западе (правобережье р. Терек), на протяжении свыше 80 км. Далее к востоку, пересекая верховья бассейна р. Ассы, где комплекс диабазов и сланцев получает, по данным А. П. Герасимова (1914) и Д. С. Белянкина (1914), исключительное развитие, его продолжение констатируется в Дагестане (горы Тебулос-мта, Диклос-мта, Бочек). Общее протяжение сланцево-диабазового пояса достигает уже 250 км, причем на всем его протяжении он самым точным образом совпадает с той грядой горных массивов, которую со времени Абиха (1848) принято на-

зывать Боковым хребтом (Казбекско-Диабазовый хребет, по Л. А. Варданянцу, 1935).

Геологическому строению, петрографическим особенностям и взаимоотношению основных разновидностей пород Казбекского диабазового пояса посвящен ряд работ. Вопросы же петрохимии и петрологии базальтоидных пород региона в литературе до последнего времени не были освещены; этим вопросам уделили большое внимание коллектив авторов (Гусев, и др., 1975). Ими детально изучены магматические породы горной части Чечено-Ингушетии, размещение которых контролируется Сагайдинским, Адайкон-Казбекским и другими глубинными разломами общекавказского направления, приуроченными к зоне центрального поднятия горст-антиклинория Бокового хребта. Магматические породы этого района являются дериватами родоначальной оливин-базальтовой магмы, относятся к спилит-диабазовой формации и объединяются в два разновозрастных комплекса: плинсбахский и позднеааленский.

В составе эффузивной фации плинсбахского комплекса наиболее распространены спилиты и альбитизированные диабазы; интрузивный комплекс представлен габбро-диабазами в тесной ассоциации с габбро, диабазами и диабазовыми порфиритами. Наибольшее распространение на указанной территории имеют диабазы и диабазовые порфириты дайковой фации плинсбахского комплекса.

Из магматических пород позднеааленского комплекса на территории Чечено-Ингушетии встречаются только породы интрузивной фации. Имеются многочисленные случаи пересечения плинсбахских даек позднеааленскими.

Общими петрохимическими особенностями всех типов пород, по А. И. Гусеву и др. (1975), являются: принадлежность к нормальному, реже плюмазитовому ряду пород, ненасыщенность кремнекислотой, преобладание натрия над калием, а также содержания двухвалентного железа над трехвалентным.

Контактные изменения силловых интрузивных разновидностей пород выражены слабо и заключаются в образовании

пятнистых роговиков – спилзитов, одиолитов и десмозитов.

К западу от Мамисонского перевала, где диабазовый пояс скрывается на глубине, полоса аналогичных образований обнаружена вдоль южного склона Главного хребта на протяжении от меридиана Эльбруса до Красной Поляны.

Зона аспидных сланцев южного склона Большого Кавказа хорошо изучена в горной Абхазии (в Чхалтинско-Лайлинской структурно-фациальной зоне). Здесь она расчленена на 6 свит, представляющих различные ярусы лейаса (от синемюра до аалена включительно), без следов перерыва между ними. Состав сланцев монотонный: гидромусковит-хлоритовый и серицит-хлоритовый, с песчанисто-вулканогенными и туфовыми прослоями. С севера эта зона ограничена Главным надвигом.

Подобное зональное расчленение нижеюрских и ааленских отложений Азербайджана дано В. Б. Агаевым и Т. А. Гасановым (1970).

В восточной части Кавказа работами последних лет установлено наличие второго диабазового пояса (или совокупности поясов), протягивающихся от верховьев рр. Иори и Алазани к юго-востоку (Белоканы, Закаталы) вдоль южного склона Главного водораздела (Кахетинский Диабазовый пояс, по Л. А. Варданянцу, 1932). Он приурочен к Северо-Кахетинской тектонической зоне, ограниченной вышеупомянутыми Квенамтским и Северо-Алазанским надвигами.

В петрографическом отношении в составе пород западной части Казбекского диабазового пояса встречены различные типы. Л. А. Варданянц (1959) выделяет здесь четыре группы пород, каждая из которых представляет кристаллизационно-структурный ряд.

1. Диабазово-вариолитовый ряд (лейас); эффузии и интрузии вариолиты, авгитовые порфириты, диабазы, габбро-диабазы, дающие полную серию взаимопереходов. Это лишь наиболее типичные звенья ряда. 2. Микрогаббровый ряд (келловей): дайки в одном конце этого ряда сложены мелкозернистыми габбро-диабазами, а в другом – габбровыми и габбро-диабазовыми порфиритами (микрогаббро). 3. Неинтрузии теп-

линского типа: кварцевые диориты, диориты и монцитонитовидные породы. Развита в пределах зоны развития гранодиоритовых интрузий. Залегают в виде крутопадающих даек; мощность несколько метров, простираение близширотное. 4. Андезит-базальты; слагают редкие дайки в Горной Осетии. Юрские магматические породы часто рассланцованы, каолинизированы, частью хлоритизированы, карбонатизированы. В более северных частях пояса встречаются почти исключительно уралитизированные диабазы (слагающие обычно маломощные дайки); в ряде случаев они приближаются по их строению к диоритам (метадiorитам). Встреченные здесь редкие секущие дайки сложены более молодыми базальтовидными породами, отличающимися полной свежестью и отсутствием следов динамометаморфизма.

По возрасту диабазово-порфиритовые эффузии Л. А. Вardanянц (1935) склонен связывать с движениями донецкой ортогенической фазы (на границе среднего и верхнего лейаса). Дайки диабазов, составляющие интрузивную формацию, можно признавать за корни эффузивных образований.

Казбекский-диабазовый и Кахетинский-диабазовый пояса соответствуют главнейшим сложным глубинным антиклиналям, составляющим виргационную систему, свободно развивающуюся на востоке и стесненную на западе.

В первоначальном виде эффузивный комплекс составлял сложный стратиграфический горизонт, имевший большую ширину. В настоящее время доступна для наблюдений только небольшая часть этого горизонта, обнаженная в глубинных антиклинальных поднятиях, главная же часть горизонта скрыта в синклинальных депрессиях.

Южная периферическая зона ("андезитовая") прослеживается вдоль южного склона Главного хребта от р. Сочи до р. Лиавы (тектоническая зона западной части южного склона Главного хребта).

Среднеюрские магматические образования широко развиты в верховьях рек Мзымта, Шахе, Сочи и Западный Дагомыс. В бассейне р. Мзымта эффузивы байоса представлены

авгитовыми порфиритами с их туфами, туфобрекчиями, а также туфопесчаниками; мощность толщи до 1000 м. В более западных районах мощность вулканогенно-осадочной свиты всего 200 м.

В соседней к югу тектонической зоне (Сухуми - Ткибульской) активный эффузивный вулканизм проявился также в среднеюрское время. Здесь доггер выражен в двух резко различных фациях; вулканогенной в низах и глинисто-песчаниковой в верхах толщи; общая мощность около 2500 м.

Вулканогенная фация представлена мощной (1,5-2 км) толщей авгитовых порфиров 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 верхнеюрское время вулканизм на Большом Кавказе проявился в незначительной степени лишь в западной части области.

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. Развита пластовая интрузия - силлы, лакколиты (рр. Кубань, Эшакон, отчасти Черек).

Линейное расположение центров вулканической деятельности вдоль периферической зоны геосинклинальной впадины свидетельствует о связи их с наиболее ослабленными участками земной коры (зоны 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.

Кроме того, констатируется постепенное смещение центров вулканической активности к юго-западу; из Центрального и

Северного Кавказа на юго-западный Кавказ (Абхазско-Рачинская зона) и в Крым.

Отмечается вместе с тем увеличение количества пирокластических пород в верхних горизонтах вулканических свит.

2. Отложения лейаса и доггера восточной части Большого Кавказа. К востоку от меридиана Казбека полоса ниже-среднеюрских отложений простирается более чем на 400 км, при ширине до 90 км. На востоке эта зона песчаниково-сланцевых толщ периклинально окаймляется осадками 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, как указывалось, около 3000 м, а к востоку – юго-востоку она возрастает до 10000 м и более (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 орогенической фазы) мощная согласная карбонатная толща от верхней юры до сенона и дания включительно. Отложения палеоцена – эоцена перекрывают ее несогласно и трансгрессивно; выше следуют трансгрессивные майкоп, караган и акчагыл (Канчелл, 1961).

Наибольшие глубины юрского геосинклинального бассейна, находившиеся в осевой части Большого Кавказа, медленно прогибаясь, накопили мощные осадки флишевого характера. Местами прогибание сопровождалось образованием продольных разломов, служивших путями подводных излияний базальтовой магмы, давшей покровы, а также жильные образования (см. выше).

На севере сравнительно широкая зона неритических отложений юрских и меловых примыкали к обширной континенталь-

ной площади, начинавшейся на месте Северо-Кавказской равнины. Эта площадь давала тот терригенный материал, который входит в состав значительной части осадков Кавказского бассейна. В северной неритической зоне его отлагались более грубые материалы, в осевой — более тонкие (осадки флиша).

На южной окраине бассейна неритическая зона представлена только верхнемеловыми и палеогеновыми осадками; неритические осадки более древних эпох остаются скрытыми на глубине, главным образом, благодаря значительному общему тектоническому перемещению флишевых осадков осевой зоны с севера на юг. Например, к депрессии Алазани вплотную придвинуты складки и чешуи юрских отложений осевой зоны.

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 зона разломами на три структурные подзоны, характеризующиеся своеобразной складчатостью и разрывной тектоникой.

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 (см.рис. 1) вулканогенно-осадочная, представляющая вполне обособленную крупную антиклинальную структуру, опрокинутую к югу (Венцовский, 1968).

Основная система разрывных нарушений Сланцевого Дагестана характеризуется разнообразием морфологических и генетических типов. Различаются системы: 1 — продольные (сбро-

сы, взбросы, реже надвиги), 2 – близширотные (сдвиги) и 3 – поперечные (редко). Продольные нарушения двух направлений: более древние – диагональные (ССВ) и общекавказские (СЗ), срезающие первые под острым углом; они предкейлевейские, затем оживлялись. Поперечные нарушения констатированы лишь в субстрате по геофизическим данным; впоследствии они отразились в чехле в виде малоамплитудных сбросов, взбросов и флексур (Резников, 1968).

На юго-восточном Кавказе констатированы две узкие и прерывистые вулканогенные свиты (в байосе и альб-сеномане). Они протягиваются в пределах Кахетинско-Вандаминского антиклинория от границ Грузии на СЗ до истоков р. Ахсу на ЮВ, где достигают наиболее мощного развития. По устью р. Дашагильчай байосская свита слагает ряд изоклинальных складок в тектоническом контакте с породами бабадагской свиты (валаджин).

Данные сейсмической активности в Дагестане свидетельствуют о непрекращающемся перемещении подкорковых масс, вызывающем дифференцированное опускание или поднятие отдельных блоков древнего субстрата (Бунин, 1968).

Простираение складок зоны общекавказское, в южной ее части приближающееся к широтному. Складчатость зоны характеризуется простыми и крупными структурными формами на фоне которых наблюдалась 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 антиклинория 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 указанный 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.

3. Отложения лейаса и доггера Северной Кахетии. Зона южного склона Юго-восточного Кавказа сложена мощными отложениями сланцеватых аргиллитов и слюдистых глинистых сланцев, аспидных сланцев и филлитоподобных сланцев с подчиненными прослоями кварцево-полевошпатовых, полевошпатово-кварцевых, полимиктовых и граувакковых алевролитов, песчаников и гравелитов). Здесь обнажается почти весь разрез мезозоя и кайнозоя, при господствующей роли пород юрской, меловой системы и частично палеогена (на крайнем востоке зоны).

Верхнелейасские (тоар-аален) отложения южного склона, в отличие от среднелейасских, сложены глинисто-песчанистыми литофациями. Общей характерной чертой этих образований является господство песчаников в южной части бассейна и замещение их глинистыми сланцами в северном направлении, ритмичное строение отложений, конкреционность верхней части толщи, наличие внутриформационных линз конгломератов с галькой глинистых сланцев, а меньше песчаников и сидеритовых конкреций. Приурочен разрез этот и другой тектонической зоне, ограниченной вышеохарактеризованными Квенамтским и Алазанским надвигами (т.е. в соседней, более южной зоне).

Здесь в узких, сложенных разрывами клинообразных антиклиналях встречены отложения палеозоя (мраморы, конгломераты и светлые кварциты), перекрытые альбитофировыми туфами и песчаниками, сменяющимися черными уплотненными глинистыми сланцами (типа аспидных). Последние перемежа-

ются с среднеслоистыми (1–2 м) песчаниками и тонкими (до 0,5–0,7 м) прослоями измененных туфов и содержат "пластовые залежи, дайки и покровы" зеленокаменных пород" (0,5–1 – 4,5 м). Эта полоса (шириной 5–7 км) вулканогенно-осадочных пород протягивается к востоку до Белокан (80 км), а на запад (100 км) к району Коби, где выклинивается. Этот пояс (Кахетинский) длиной свыше 150 км располагается симметрично по отношению к древним поднятиям внутри него.

Идентичный Казбекскому разрез юрских отложений констатирован Л. А. Варданянцем (1932) в 100 км к ВЮВ от Казбека в верховье р. Дидхеви, правой составляющей р. Лопоты в Кахетии.

Кератофировый горизонт представлен здесь, как и в Осетии, альбитофирами в туфовой фации; отличаются они лишь тем, что в них совершенно не проявилось "зеленокаменное" изменение.

Наиболее древние интрузивные породы представлены в Северной Кахетии гранитами; далее следуют породы, известные под названием диабазов и, наконец, самыми молодыми являются кварцевые диориты, гранит-порфиры и др.

Среди диабазовых пород Л. А. Варданянц (1932) выделяет три группы: 1 – типичные диабазы; 2 – порфириты (близкие к спилитам); 3 – андезиты, а также целый ряд промежуточных пород, что сильно затрудняет их изучение. Однако несомненно, что они являются продуктами одной магмы и связаны с одной и той же фазой вулканизма. Контактное их воздействие на смешивающие породы слабое (окварцевание, эпидотизация); породы обычно хлоритизированы, кальцитизированы и окварцованы.

Наибольший интерес представляют гранит-порфиры, альбитовые граниты, плагиограниты и диориты (Варданянц, 1940). От диабазовых пород они отличаются наличием апатита, сфена и биотита, и их следует считать дериватами залегающей на глубине кислой или средней по составу интрузии.

Существование такой интрузии подтверждается также наличием контактово-гидротермально измененных пород (сланцы

с хиастолитом, диабазы с новообразованиями биотита и, наконец, вторичные кварциты). В пределах полосы гидротермально измененных юрских пород встречены также и гипотермальные образования (жилы, состоящие главным образом из пироксена, актинолита, эпидота, пирротина и халькопирита). Такого же рода кислые интрузии обнаружены и в юго-восточном Дагестане, где они составляют продолжение этого пояса (Кяхетинского, длиной свыше 200 км). Все это указывает на наличие глубинного вулканического очага, с которым генетически связаны упомянутые проявления. Связь предполагается с нескрытыми эрозией интрузиями гранодиоритовой магмы, внедрившейся вдоль крупнейших разрывов — в пределах зоны наибольших поднятий, обусловленных формированием Кавказского хребта в третичный период.

В петрологическом отношении комплекс этих интрузий отличается, по Л. А. Варданянцу (1940), очень существенно от неинтрузивных комплексов Тепли, Тырныауза и др. Поэтому надо полагать, что здесь имеется комплекс молодых (посленижнеюрских) интрузий, металлогеническая характеристика которого также должна быть отличной от характеристики других молодых интрузивных комплексов Большого Кавказа.

К югу от охарактеризованной выше осадочно-вулканогенной толщи верховья р. Дид-хеви, отделяясь крупным разрывом (надвигом) располагается свита (J_1^3) подобных песчаников и глинистых сланцев (полоса шириной до 3 км), но без вулканогенных пород. Сменяется она далее к югу, также разделяясь разрывом, глинистыми сланцами, резко отличными от предыдущих; они не черного цвета, а коричневатые, листоватые, несколько песчанистые, слабо-уплотненные, без железистых конкреций, с малым количеством кварцевых жил; это типичная флишевая фация.

По сравнению с Казбекским районом выше упомянутые свиты можно параллелизовать с циклаурской и джерахской свитами В. П. Ренгартена (1932). В структурном отношении здесь наблюдается система клинообразных поднятий и погружений, определяющих зону максимального поднятия, с кото-

рой в свое время совпадала и ось горного хребта (Варданянц, 1932). Возраст главных послекюрских орогенических движений в Центральном Кавказе определяется, несомненно, как третичный (верхнепалеогеновый).

На расстоянии 18–19 км к ВЮВ от месторождений бассейна р. Дид-хеви, в выносах р. Сепоры, Н. Б. Вассоевичем взяты образцы гранитовых пород, напоминающих неинтрузии Центрального Кавказа. В шлифах эти породы поражают своим свежим видом (Варданянц, 1932). Коренное месторождение этих пород еще неизвестно.

К северу – северо-западу от выходов палеозоя устья Дид-хеви, в верховье рр. Стори и Алазани в этой же тектонической зоне В. Н. Крестников (1947) обнаружил выходы аркозовых песчаников, слагающих по р. Алазани крупное линзовидное тело общекавказского простиранья длиной до 12 км при ширине около 3 км. Приурочены они к осевой части крупной антиклинали, осложненной на крыльях разрывами (более крупным на севере).

Песчаники светло-серого, почти белого, серого и темно-серого цвета; состоят из кварца, плагиоклаза и микроклина, цемент глинисто-серицитовый с примесью мелких обломков различных минералов.

По р. Стори аркозовые песчаники залегают в виде мощных пачек, чередующихся с пачками кварцево-серицитовых сланцев, представляющих собой измененные аркозовые песчаники, в которых полевошпатовая составная часть либо оглинилась, либо целиком замешена серицитом. Указанный автор предполагает, что среди песчаников возможно наличие небольших останцев древних гранитов.

К востоку в аналогичных геологических условиях известен небольшой тектонический клин древних гранитов по р. Лопоте, обнаруженный Н. Б. Вассоевичем (1932).

По П. И. Авалишвили и др. (1958), общими для всех выходов являются кварцевые песчаники, глинистые сланцы и в равной степени метаморфизованные сланцы (серицитовые), кварциты и брекчии, повсеместно занимающие одинаковое

стратиграфическое положение. Затем все они приурочены к осевым частям антиклинали, в совокупности образующих один крупный антиклинорий, части которого обособлены разрывами. Все породы характеризуются сильной трещиноватостью и брекчированностью, что свидетельствует об интенсивности тектонических движений, которым подвергались породы.

В. Н. Крестников и В. Н. Робинсон (1955), анализируя отложения хребта Спероза, по ущельям рр.Стори, Алазани, Дидхеви и Лопота, предполагают, что на глубине эти образования находятся в непосредственном-соприкосновении и до тектонического расчленения представляли единую последовательную серию отложений, из которых самыми древними они считают аркозы, затем выше по разрезу серицитовые сланцы и далее мраморы, переслаивающиеся с метаморфическими сланцами, будучи одновременно приуроченными к ядру крупного антиклинория (под юрскими отложениями). Проводится параллель с аналогичными отложениями палеозоя на северо-западном склоне Главного Кавказского хребта, в р-не хребта Псеашхо. В результате этих сопоставлений отложения предположительно датируются палеозоем (карбон). П. И. Авалишвили (1958) считает, что древний возраст гранитов, являющихся для них материнской породой, не обязывает нас считать их такими же древними и отнести хотя бы к карбону. Разрушение гранитов могло произойти гораздо позже, например, в самом конце палеозоя.

Таким образом, считая вопрос не окончательно решенным, автор склоняется к определению возраста этих пород низами нижнего лейаса и верхним триасом, считая при этом самыми ранними образованиями серицитовые сланцы, и после них аркозовые песчаники. Возможно, что первые, если они в этих породах составляют тектонический клин, окажутся более древними, для выяснения чего потребуются специальные наблюдения.

4. Структура восточной части южного склона Большого Кавказа, Кахетинско-Нухинско-Вандамская зона является крупной структурной единицей комплекса южного склона Главного

хребта; протяжение: ее около 400 км, при наибольшей ширине до 40 км. Отличается крайне интенсивной дислокацией, при общем движении масс к югу. Расчленяется на ряд подзон, отличающихся также геоморфологически. Северная и южная границы зоны являются тектоническими; на юге и юго-востоке граница является несколько условной, проведена через экзотические выходы верхнеюрских известняков у Красных колодцев (Шители-шкаро) и среднеюрских (?) вулканогенов в гребне Бюргуты (см. рис. 1).

Алазанская депрессия выполнена молодыми – четвертичными – отложениями и залегающими под ними мио-плиоценовыми континентальными образованиями, что установлено буровыми скважинами. Геофизические данные дают основание допустить наличие ниже по разрезу юрских отложений и древнего субстрата. Новейшими исследованиями установлено, что прогибание Алазанской зоны произошло в начале верхнего плиоцена. Можно поэтому предполагать, что современная область Алазанской долины в геотектоническом отношении является неподатливым, жестким геологическим телом, сложенным консолидированными юрскими, а возможно и более древними образованиями и перекрывающими их меловыми, палеогеновыми и мощными плиоценовыми отложениями.

Восточный (Вандамский) участок зоны характеризуется преобладанием жестких малопластичных свит, сложенных вулканогенными породами альба и сеномана, карбонатным флишем валаужина и известняками сенона. Породы интенсивно дислоцированы, складки опрокинуты к югу.

Э. Ш. Шихалибейли выделяет в тектонической зоне южного склона восточной части Большого Кавказа следующие структуры (с севера на юг): 1 – центральный антиклинорий; 2 – Закалато-Ковдагский синклинорий (зона интенсивной складчатости и кливажа); 3 – Кахетино-Вандамский антиклинорий; 4 – Алазано-Агричайский синклинорий, разграниченные надвигами и разломами разной амплитуды.

Эти разломы и надвиги большей частью не совпадают с направлением таковых на тектонической карте Л. А. Варда-

нянца (1954). Весьма схематичен также соответствующий участок тектонической карты Азербайджана (м-ба 1:1000000; Геология СССР, т. XLVII, 1972).

Более правильной является схематическая тектоническая карта Белокано-Шекинской колчеданосной провинции южного склона Большого Кавказа, составленная Б. М. Исаевым (1972). В восточной части зоны им выделяются две продольные структурно-формационные зоны второго порядка: Метлюта-Ахтычайская и Калалская, отделенные крупным надвигом. Это – Адайкомский надвиг (Варданянц, 1935), который Б. М. Исаев неправильно считает Главным Кавказским надвигом; таковым является расположенный южнее Тибско-Квенамтский надвиг.

Калалская зона отличается значительной мощностью (до 12 км) глубоководных глинистых фаций лейаса и доггера и появлением в разрезе вулканитов недифференцированной спилито-диабазовой формации (это бежитинская свита В. Д. Голубятникова – К.П.).

Б. М. Исаев отмечает значительную, по его мнению, роль в согласии с другими исследователями, поперечных структур в строении мегантиклинория Б. Кавказа, против чего мы неоднократно категорически возражали. Складчатость есть процесс необратимый, поэтому на возникших складках волнового типа общекавказского направления поперечные складки образоваться не могут. При последующих орофазах они могут лишь осложняться разломами.

По нашим многократным наблюдениям, это – участки куполообразно смещенных антиклинальных складок (своеобразные брахисинклинали). К таким участкам-узлам (“поднятым поперечным блокам” – Б. М. Исаева) и приурочены нередко наибольшие концентрации колчеданных руд описываемой зоны (Белоканы, Кахи, Кызыл-дара и др.). На указанных участках, при повторных тектонических подвижках, могли образовываться поперечные трещины (в направлении движения масс), в той или иной степени открытые; они благоприятствовали вкраплен-

но-прожилковой и сетчато-прожилковой минерализации.

Б. М. Исаев полагает, в согласии с Н. К. Курбановым, что большинство колчеданных залежей описываемой зоны были сформированы в два этапа, в раннем этапе отлагались руды колчеданно-полиметаллического состава, а в позднем – медно-пирротиновые руды.

Первые генетически связаны, по автору, с внедрением субвулканических интрузий диабазов, андезито-дацитовых и липаритовых даек, а вторые – с гиповулканическими и гипабиссальными интрузиями габбро и габбро-диоритов, высокотемпературные, позднемагматические растворы которых метаморфизовали колчеданно-полиметаллические руды.

Эта сложная концепция противоречит общепринятому закону вертикальной зональности процесса рудоотложения.

ВЫВОДЫ

На основе детального анализа всего вышеизложенного материала и других данных по геологии Кавказа (Паффенгольц, 1974), можно высказать следующее.

1. Разрез юры в Казбекском районе начинается с низов среднего лейаса (графитовый и кератофировый горизонты). Осадки первого яруса (геттанга) юрской системы нигде на Северном Кавказе еще не известны; может быть, в эту эпоху седиментация здесь еще не начиналась. Мошность ниже-среднеюрских песчаниково-сланцевых образований (глубина геосинклинали) к востоку прогрессивно увеличивается (от 3-4 до 15 км).

Ниже-среднеюрский комплекс отложений Б.Кавказа образовался на ранней стадии развития геосинклинали. Его слагают преимущественно морские терригенные осадки, наряду с которыми широко развиты прибрежные угленосные и разнообразные вулканогенные образования. Подразделяется на ниже-неюрский-ааленский и байос-нижебатский подкомплексы.

Верхнеюрские отложения образуют нижнюю часть мощного терригенно-карбонатного комплекса, накопившегося на поздней стадии развития геосинклинали - в поздней юре - палеогене.

В пространственном размещении эффузивных пород на Большом Кавказе в течение ранней и средней юры намечается следующая закономерность (Безносов, 1973). Наиболее типичная для ранних стадий геосинклинального развития спилито-кератофировая формация проявлена в пределах наиболее при-

поднятой части Главного хребта. При этом к западу от Мзым-ты преобладает эффузивная фация, а в восточной (Северо-Осетинской области) – гипабиссальная и субвулканическая фации. Среди дайковых пород, объединяемых в “юрский диабазовый пояс” Большого Кавказа, только часть принадлежит по возрасту к ранней юре.

В Лабино-Малкинской зоне широко развиты породы щелочного и субщелочного состава.

2. Основные черты структуры Кавказа наметились в конце юрского – начале мелового времени; окончательно она определилась в палеогеновое время. С миоцена до постплиоцена здесь происходят только поднятия на фоне кратковременных остановок и опусканий. Рельеф Кавказа начал вырабатываться, видимо, еще с конца палеогена – начала миоцена. Представление о гигантском древовидном леднике, занимавшем всю долину Терека на протяжении многих десятков километров, должно быть оставлено, как не подтверждающееся фактическими данными. Бесспорные следы ледниковой деятельности нигде не встречаются ниже 1500–2000 м абсолютной высоты.

3. 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) складок и меридиональных разломов нами отрицается.

4. Развитие магматизма происходит в тесной связи с определенными этапами тектонического развития региона и со складчато-глыбовыми движениями структурных зон. Эффузивные и интрузивные циклы разновременны. Проявления эффузивного вулканизма связаны с этапами прогибания геосинклинальных зон, тогда как этапы складкообразования и воздымания обуславливают проявление магматизма в интрузивной форме.

Развитие вулканизма представляет собой длительный и необратимый процесс. 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. Начальный магматизм характеризуется мощными подводными вулканическими излияниями по трещинам; эксплозии нередко предшествуют и сопровождают излияния лав.

Оба цикла стартуют ультраосновными и основными породами и заканчиваются кислыми разностями. Ввиду того, что между концом эффузивного и началом интрузивного циклов промежутки времени являются относительно коротким, то в случае общей магмы последняя не успела бы отдифференцироваться. Поэтому более верным является предположение, что магмы обоих циклов независимы.

Магма эффузивных циклов, видимо, связана с сильными движениями на глубине, магма интрузивных циклов, возможно, возникает в верхах мантии – в областях потенциального плавления в результате местных понижений давления.

Образование гранитов в составе разновозрастных естественных ассоциаций горных пород связано главным образом с кристаллизацией их из магмы. Явления гранитизации имеют, по-видимому, сугубо подчиненное значение по сравнению с магматическими процессами.

5. Металлическое оруденение связано с гранитоидами, эффузивные породы местами являются лишь благоприятным вмещителем руд (кислые породы спилито-кератофировой формации Б.Кавказа, кварцевые порфиры М.Кавказа и др.).

Процессы рудообразования приурочены к определенным моментам истории геологического формирования области – связаны со складчатыми и постскладчатыми стадиями.

Парагенетическая связь оруденения с магматическими проявлениями предположительно устанавливается для большин-

ства жильных месторождений редких и цветных металлов.

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 покрывки непроницаемых пород – экраны ("кедабекский" тип месторождений).

На многих рудных месторождениях Кавказа доказывается наличие зонального размещения эндогенного оруденения в пространстве, что находится в соответствии с "пульсационной теорией" С. С. Смирнова (1937).

6. Исключительный интерес представляет восточная часть зоны Главного хребта и южного его склона в связи с выявившимися за последние годы хорошо обоснованными новыми данными по интрузивным образованиям этой области. Здесь, несомненно, проявляется пояс неointрузий 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 смешаются, почему соответственно смешаются и рудные пояса, чем нарушается их линейная закономерность. Выявленная на месторождениях Кавказа вертикальная зональность дает полное основание разведывать месторождения на большие глубины (экономически выгодные). Необходимо правильно организовать поиски скрытых ("слепых") месторождений. К сожалению, пока имеется мало данных для суждения о глубинном строении (специфическом) Большого Кавказа.

7. 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.

ЛИТЕРАТУРА

Авдонин В. В. Новые данные о строении Казбекского диабазового пояса. "Сов.геология", № 1, 1964.

Агаев В. Б., Ахундов Р. А., Гасанов М. А. Новые данные по стратиграфии юрских отложений Азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. Ученые записки Азерб. гос. ун-та, сер. геол.-геогр. наук, № 2, 1970.

Агаев В. Б., Гасанов Т. А. Зональное расчленение нижнеюрских и ааленских отложений Азербайджана. Ученые записки Азерб. гос. ун-та, сер. геол.-геогр. наук, № 4, 1970.

Агаев В. Б. Гусейнов Г. М. О наличии келловей на Большом Кавказе Азербайджана. Ученые записки Азерб. гос. ун-та, сер. геол.-геогр. наук, № 4, 1970.

Алиев Р. А. К вопросу о возрасте верхней вулканогенной свиты Юго-Восточного Кавказа. ДАН Азерб. ССР, т.23, №4, 1967.

Ахундов Р. А. К стратиграфии среднеюрских отложений бассейна реки Катехчай (Закатальский район). Ученые записки Азерб. гос. ун-та, сер. геол.-геогр. наук, № 4, 1970.

Безносков Н. В. и др. Редактор. Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа. ВНИГНИ, "Недра", М., 1973.

Белянкин Д. С. Материалы для петрографии Центрального Кавказа. Изв.СПб Политехн. инст., т. XVIII, 1912.

Белянкин Д. С. К изучению новейших изверженных горных пород Казбека и его окрестностей. Изв.Петрогр.политехн. инст., т. XX1, вып. 1, 1914.

Белянкин Д. С. и Ренгартен В. П. Девдоракские интрузии на Северном Кавказе. Изв. АН СССР, 1926.

Будагов Б. А. О поперечных поднятиях азербайджанской части Большого Кавказа. Изв. АН Аз.ССР, сер. наук о Земле, № 6, 1968.

Булыго В. С. Девдоракское медное месторождение. Труды Главн. геол. разв. упр., вып. 15, 1930.

Варданянц Л. А. Опыт металлогенической характеристики Центр. Кавказа. Труды Главн. геол.-развед. управления, вып. 22, 1931.

Варданянц Л. А. Очерк геологии ушеля р. Дид-хеви в Кахетии (ССР Грузия). Изв. Всесоюзн. геол.-развед. объедин., т. 1, вып. 98, 1932.

Варданянц Л. А. О месторождениях цветных металлов в Дагестанской АССР. Природные ресурсы Даг. АССР. Изд. СОПС АН СССР, № 1, 1935.

Варданянц Л. А. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. Тр. Центр. н.-и. геол.-разв. ин-та (ЦНИГРИ), вып. 29, 1935.

Варданянц Л. А. Оттрелит из Центрального Кавказа. Зап. Всеросс. минерал. об-ва, ч. 67, № 4, 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). Зап. Всеросс. минерал. об-ва, ч. 69, № 2-3, 1940.

Варданянц Л. А. Интрузивы Северной Кахетии (Кавказ). Записки Всеросс. минерал. об-ва, ч. 69, № 2-3, 1940.

Варданянц Л. А. Нижнеюрская цепь вулканов Главного Кавказского хребта. ДАН СССР, т. XXXIX, № 8, 1943.

Варданянц Л. А. Молодые интрузии Восточного Кавказа. "Геология СССР", т. IX, Северный Кавказ, ч. 1, М., 1947.

Варданянц Л. А. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Изд. АН Арм. ССР, 1948.

Варданянц Л. А. Тектоническая карта Кавказа. Масштаб 1:1000000, Л., 1954.

Варданянц Л. А. Основные изверженные породы западной части Казбекского диабазового пояса (Центральный Кавказ). Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XII, № 3, 1959.

Вахрамеев В. А., Долуденко М. П. Граница средней и поздней юры — важный рубеж в истории развития климата

и растительности Северного полушария. "Советская геология", № 4, 1976.

Влодавец В. Н. и Шаврова Н. Н. Гора Кабарджин. Труды Лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 7, 1953.

"Геология СССР", т. XLVII, Азербайджанская ССР. Геол. описание. М., 1972.

"Геология СССР", т. IX (Северный Кавказ), ч. 1, Геол. описание, Л., 1947.

Геологическая карта Грузинской ССР. Масштаб 1:600000. Геол. упр. при СМ ГССР. Тбилиси, 1961.

"Геология СССР", т. X, Грузинская ССР, ч. 1, "Недра", М., 1964.

Гусев А. И., Мурдалов Л. А., Митчин А. Д., Евлахов К. В. Магматизм горной части Чечено-Ингушетии. "Советская геология", № 3, 1975.

Джамалова А. С. Глубинный тепловой поток на территории Дагестана. АН СССР Научный совет по геотермическим исследованиям. Изд. "Наука". М., 1969.

Дубянский В. В. О горных породах Казбека. Записки Кавк. отд. испыт. Русск. геогр. об-ва, кн. XXI, вып. 3, 1904.

Дубянский В. В. К геологии Центрального Кавказа. Записки Кавк. отд. и Русск. геогр. общ., кн. XXV, вып. 5, 1906.

Заболотнов А. С. Разработка методики проведения и интерпретации гидрохимической съемки по водотокам для сравнительной оценки перспективности площадей на сульфидное оруденение в условиях южного склона Большого Кавказа. Баку, 1973.

Исаев Б. М. Роль тектоники в локализации колчеданного оруденения Белокано-Шекинской металлогенической провинции. Автореферат канд. дисс. Баку, 1972.

Кашкай М. А. Распространение изверженных пород на южном склоне Главного Кавказского хребта. Изв. Аз.ФАН СССР, № 3, Баку, 1939.

Кириллова И. В. Об условиях образования мелких дисгармоничных складок на примере флишевой зоны южного скло-

на Большого Кавказа. "Геотектоника", № 2, 1968.

Корженевский А. А. Об условиях формирования рудопроявлений железа среди юрских отложений на Северном Кавказе. Науч. ежегодн. Саратовского гос. ун-та за 1955г. Саратов, 1959.

Корженевский А. А. О проблеме использования сферосидеритов юрских отложений на Северном Кавказе. Научн. ежегодн. Саратовского гос. ун-та. за 1955г. Саратов, 1959.

Крестников В. Н. К вопросу об аркозовых песчаниках в верховьях рек Алазани и Стори (ГССР). ДАН СССР, т. L УШ, № 1, 1947.

Кузнецов И. Г. Рокский перевал. Геол. и геол.-техн. очерк местности вдоль проектир. перевальной дороги через Кавказский хребет по Рокскому направлению. Труды Всес. геол.-развед. объедин., вып. 161, 1932.

Кузнецов И. Г. Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры Центрального Кавказа. Тр. ИГиН АН СССР, вып. 131, геол. серия (№ 52), 1951.

Лебедев А. П. Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа. Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 118, петрогр. сер. (№ 33), 1950.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Исследования по теоретической петрографии в связи с изучением изверженных пород Центрального Кавказа. Труды СПб. об-ва естествоиспыт., т. XXV1, вып. 5, 1896.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Вулканы и лавы Центрального Кавказа. Изв. СПб. политехи. ин-та, т. XX, вып. 1, вып. 2, 1913. В этой работе помещена также статья В. Орловского о лавах Чегемского ущелья (с картой).

Мазанов Д. Д. Литология и генезис юрских отложений Большого Кавказа в пределах Азербайджана. Ин-т геол. АН Азерб. ССР, Баку 1969.

Маруашвили Л. И. Кельское лавовое плато. Геоморфологический очерк. "Природа", № 11, 1936.

Маруашвили Л. И. Некоторые данные о современном и древнем оледенении части северного склона восточного

Кавказа (бассейнов рек Джуты и Ассы). Сообщ. АН ГССР, № 10, 1953.

Маруашвили Л. И. Целесообразность пересмотра существующих представлений о палеогеографических условиях ледникового времени на Кавказе. АН ГССР, Инст. географии им. Вахушти. Тбилиси, 1956.

Мельников В. А. Геологическое строение и структурные особенности полиметаллических месторождений восточной части Центрального Кавказа. Советская геология, № 4, 1962.

Мирчинк М. Ф., Шурьгин А. М. Формирование структуры третичных и меловых отложений юго-восточного погружения Кавказа. Изд. "Наука", М., 1972.

Мстиславский М. М. О раннемезозойском цикле Кавказа на примере Горной Осетии. Бюлл. МОИП., отд. геол., т. XLV (6), 1970.

Николаев Н. И. О возрасте рельефа Центрального Кавказа и Предкавказья. Труды МГРИ, т. XXIII, 1948.

Панов Д. И., Шевченко В. И. К стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа в Казбекском районе. ДАН СССР, т. 155, № 1, 1964.

Паффенгольц К. Н. Геологический очерк бассейна р. Белокан-ор. Тр. Всесоюз. геол.-развед. объедин., вып. 131, 1932.

Паффенгольц К. Н. Новые данные по стратиграфии лав Казбекского района и Кельского вулканического плато (Центрального Кавказа) и древнему оледенению этой области. "Сов. геология", № 12, 1958.

Паффенгольц К. Н. О возрасте лав Казбекского района и Кельского вулканического плато (Центральный Кавказ) и древнем оледенении этой области. АН ГССР. Геол. ин-т. Сборник трудов. Тбилиси, 1959.

Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.

Паффенгольц К. Н. Очерк магматизма и металлогении Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1970.

Паффенгольц К. Н. Дарьяльская, Келасурская и Кодорская интрузии Большого Кавказа (состав, возраст, вопросы металлогении). В сб. "Проблема минералогии и петрологии", Л., "Наука", 1972.

Подозерский К. И. Ледники Кавказского хребта. Записки КОНРГО, кн. XXIX, вып. 1, Тифлис, 1911.

Поталенко Ю. А. О времени заложения структур Тырнеаузского рудного поля (Северный Кавказ). Советская геология, № 4, 1976.

Рейнгард А. Л. Крестовый перевал Военно-Грузинской дороги. Изв. Кавказ. отд. Русск. геогр. об-ва, т. XXII, вып. 1, 1913-1914.

Рейнгард А. Л. Гляциально-геологические исследования в Горной Осетии в 1927 и 1928 гг. Изв. Гос. Русск. геогр. об-ва, т. LXII, вып. 1, 1930.

Ренгартен В. П. История долины р. Ассы на Северном Кавказе. Изв. Гос. Русск. Геогр. об-ва, т. ХУП, вып. 2, 1925.

Ренгартен В. П. и Домарев Вл. С. Джерахское медное месторождение в Ингушетии. Изв. Геол. Ком., т. XLVI, № 7, 1928.

Ренгартен В. П. Горная Ингушетия. Геологические исследования в долине рек. Ассы и Камбилеевки на Северном Кавказе. Тр. Главн. геол.-разв. упр., вып. 63, 1931.

Ренгартен В. П. Минеральные источники Военно-Грузинской дороги. Тр. Всес. геол.-разв. упр., вып. 156, 1932.

Ренгартен В. П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., вып. 148, 1932.

Ренгартен В. П. О третичных эффузивах Северного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1955.

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.

Султанов К. М., Бабаев Ф. М. Биогеохимические исследования на Филизчайском месторождении Белоканского рай-

она. Ученые записки Азерб. гос. ун-та, сер. геол.-геогр. наук, № 2, 1970.

Твалчредидзе Г. А. Эндогенная металлогения Грузии. Госгеолтехиздат, М., 1961.

Тюшов Н. Э. К вопросу о возможности продолжения палеозойских отложений в юго-восточной оконечности Кавказского хребта. Зап. ВМО, ч. 66, № 3, 1937.

Черненко Ю. Я., Фесенко Г. С., Князев Г. И. Роль структурно-магматических факторов в локализации медно-колчеданного месторождения Кизил-дере (Горный Дагестан). "Советская геология", № 12, 1975.,

Чихрадзе Г. А. О значении мелких складок при установлении мощности ниже- и среднеюрских осадочных толщ Казбекского района. Сообщ. АН Груз. ССР, вып. 7, № 1, 1972.

Чихрадзе Г. А. О генезисе андалузит-хиастилитовых сланцев окрестностей Дарьяла. Сообщ. АН Груз. ССР, 67, № 3, 1972.

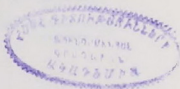
Цулукидзе Г. Г. Геологическое описание Гудошаурского ущелья и ближайших его окрестностей (Буслачирского и Квенамтского перевала). Записки Кавк. отд. русск. технич. об-ва, т. У1, 1873-74.

Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и развитие азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 1956.

Эдилашвили В. Я., Леквинадзе Р. Д., Гогиберидзе В. В., Шубладзе Р. Л. К вопросу о возрасте некоторых свит сланцевой серии Большого Кавказа. Тезисы докладов 1У конференции по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа (19-23 ноября). Ессентуки, 1974.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	5
I. Породы района и их стратиграфия	9
II. Тектоника	35
III. Интрузивные породы	43
IV. О металлогении области	53
V. Сопоставление разреза ниже-среднеюрских отложений Казбекского района с таковыми западной и восточной частей Главного хребта	61
Выводы	80
Литература	84



Паффенгольц Константин Николаевич

КАЗБЕК

(геологический очерк)

Печатается по решению ученого совета Института
геологических наук АН Армянской ССР

Редактор издательства Р. А. Багдасарян

Художник Р. А. Багдасарян

Худож. редактор Г. Н. Горцакалян

Технич. редактор М. А. Капеланян

Корректор С. Г. Пироева

Набрана на наборно-пишущей машине
оператором А. А. Асатурян

Книга издана офсетным способом

ВФ 03147 Изд. 4552 Заказ 900 Тираж 600

Сдано в набор 25. 11. 1976 г., подписано к печати
14. 03. 1977 г., печ. 5,75 + 2 вкл., усл. печ. л. 5,86
изд. 4,33 л., бумага № 1,60x84 1/16. Цена 70 коп.

Издательство АН Армянской ССР, 375019 Ереван,
Барежамутян, 24г.

Типография Издательства АН Армянской ССР,
г. Эчмиадзин

Цена 70 коп.

ИЗДАТЕЛЬСТВО
АКАДЕМИИ НАУК
АРМЯНСКОЙ ССР

ЕРЕВАН—1977

ՀԱՍ Զինանոցի Գիրք. Գրադ.



FL0408537

399542