К. Н. Паффенгольц

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК КАВКАЗА



ЕРЕВАН
1959

55(47.9)
П-216

Р II
5556

Лаффенгольц, К.Н.

Геологический

очерк Кавказа 21р.60к.



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ

ԳԵՈԼՈԳԻԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Կ. Ա. Պաֆենհոլց

ԿՈՎԿԱՍԻ ԳԵՈԼՈԳԻԱԿԱՆ ՈՒՐՎԱԳԻԾԸ

Կազմվել է Գ. Գ. Գամկրելիձեի,
Գ. Մ. Եֆրեմովի, Կ. Վ. Միկլուխո-Մակլայի,
Գ. Ն. Ռոձյանկոյի, Ի. Ն. Ստֆրոնովի
մասնակցությամբ:

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԱ ՀՐԱՏԱՐԱԿՉՈՒԹՅՈՒՆ

Երևան 1959

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

55(47.9)
П-216

К. Н. Паффенгольц

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК КАВКАЗА

Р II/55556

Составлен при участии
П. Д. Гамкрелидзе, Г. М. Ефремова,
К. В. Микухо-Маклай, Г. Н. Родзянко,
И. Н. Сафронова



ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР

Ереван *1959*

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии наук Армянской ССР

Посвящается светлой памяти
Александра Павловича Герасимова—
создателя школы кавказских
геологов

Работа представляет первую сводку по геологии всего Кавказа в целом. В ней приводится полная характеристика всех стратиграфических подразделений и интрузивов региона. выясняется металлогеническая роль последних. Произведено геоморфологическое и структурно-тектоническое районирование Кавказа, описываются его структуры, история геологического развития, выясняется связь с Донбассом.

Очерк является также объяснительным текстом к составленной автором и изданной Госгеолтехиздатом в 1957 году геологической карте Кавказа в масштабе 1 : 500 000.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Лучшим показателем геологической изученности страны являются, как известно, сводные геологические карты; чем они детальнее, тем более ценные научные и практические выводы можно делать из их анализа.

Кавказ является одной из наиболее изученных в геологическом отношении частей СССР; хотя изучение его имеет почти столетнюю давность, основное количество материала получено в советское время, когда начались планомерные геологические исследования в различных масштабах, в зависимости от целевых установок.

Предлагаемый геологический очерк соответствует составленной нами и опубликованной Госгеолтехиздатом в 1957 г. сводной геологической карте Кавказа в масштабе 1 : 500000.

Обычно мелкомасштабные сводные карты предшествуют крупномасштабным и составляются на основе маршрутных исследований, а не сплошных региональных съемок. В данном случае имеет место обратное явление: карта составлена нами по более детальным съемкам, являющимся результатом обширных исследований большого коллектива кавказских геологов четырех территориальных геологических управлений, ВСЕГЕИ и некоторых других геологических организаций. Основоположником этих исследований и учителем целого поколения кавказских геологов является геолог ВСЕГЕИ Александр Павлович Герасимов, светлой памяти которого и посвящается этот труд.

Кроме данных полевого картирования, большой материал дали глубокие опорные буровые скважины, начавшие собою новый этап в истории развития советской геологии.

Без данных глубоких опорных скважин невозможна была бы расшифровка строения Кубанской и Терской впадин и Кура-Араксинской депрессии. В связи с проблемой „Волга-Дон" были произведены обширные геологические и гидрогеологические исследования в районе Ергеней; этот материал также использован для карты и позволяет увязать геологию Кавказа с Русской платформой, что на конкретном материале сделали Г. Н. Родзянко, Г. И. Попов и А. Я. Дубинский.

На карте впервые показан почти весь комплекс четвертичных отложений, что весьма важно для выяснения истории развития Кавказа в четвертичное время, начало которого мы принимаем с апшерона, согласно шкале подразделения четвертичной системы, принятой в 1952 г. на Второй международной конференции по изучению четвертичного периода.

Карта составлена на топографической основе в горизонталях и охватывает 18 номенклатурных листов 1 : 500 000 карты СССР в международной разграфке.

Общая площадь территории, охваченной картой, около 600 000 $км^2$, что превосходит территорию таких государств как Франция (550 000 $км^2$), Испания (505 000 $км^2$), довоенная Германия (540 000 $км^2$), геология которых изучается уже больше двух столетий.

При составлении карты удалось сохранить почти всю дробность стратиграфических подразделений карты более крупного масштаба. Наличие, наряду с этим, в легенде объединенных толщ объясняется их трудной расчленимостью (флишоидные и молассовые толщи) или маломощностью некоторых свит, которые вследствие этого объединены, так как в масштабе карты не могут быть показаны.

В данном геологическом очерке характеристика стратиграфических подразделений сделана с различной полнотой по следующим причинам. Впервые геологическое описание территории всего Кавказа[1] приведено в двух томах (IX и X) издания „Геология СССР", вышедших соответственно в 1947 и 1941 гг. Позже некоторые районы Кавказа (рудные и неф-

---

[1] Приложена карта масштаба 1 : 1 000 000.

теносные) подверглись более детальным исследованиям, в связи с чем накопился новый материал, местами существенно уточняющий и дополняющий прежние концепции. Поэтому, наряду с краткой характеристикой отдельных стратиграфических подразделений (с ссылками на соответствующие описания в указанных томах), имеются и детальные описания с фациальным анализом некоторых свит и толщ (особенно третичных) по новым материалам.

В составлении очерка нам оказали большую помощь геологи: П. Д. Гамкрелидзе (по структурно-тектоническому районированию территории Грузии), К. В. Миклухо-Маклай (по стратиграфии перми Большого Кавказа), Г. Н. Родзянко (по геологии Азово-Кубанской впадины) и И. Н. Сафронов (по геоморфологическому районированию Северного Кавказа), написавшие соответствующие статьи. По интрузивным породам Большого Кавказа, его структуре и истории геологического развития нами использованы новейшие материалы Г. М. Ефремова, почему участие его в соответствующих главах считаем адекватным; выражаю всем им свою глубокую признательность.

Геологический очерк, составленный Г. Н. Родзянко, посвящен территории Азово-Кубанской впадины. Эта обширная область, превосходящая своей площадью (около 70 000 $км^2$) некоторые западноевропейские государства (Бельгия 30 000 $км^2$, Голандия—34 000 $км^2$), покрыта почти исключительно четвертичными отложениями. О природе подстилающих их образований и тектонике области можно было раньше делать лишь предположения, с той или иной степенью вероятности.

В советское время на этой территории были проведены обширные многолетние геологические и гидрогеологические исследования, сопровождавшиеся бурением большого количества скважин средней глубины, а также нескольких глубоких опорных скважин. Весь этот материал, систематизированный и обработанный Г. Н. Родзянко, и послужил основой для указанного очерка.

В общем для карты и очерка[1] использованы все из-

[1] Ввиду задержки с печатанием записки в список литературы внесены и частично использованы также многие работы, опубликованные в течение 1958 г.

вестные нам материалы на 1 января 1957 г.; таким образом, этот труд подводит итог новому этапу в истории геологического изучения Кавказа.

Во время составления оригинала карты мне оказывали существенную помощь в подборе материала и выяснении некоторых спорных вопросов главные геологи территориальных геологических управлений А. Я. Дубинский, И. Н. Ситковский, П. П. Цамерян и В. И. Курочкин, являющиеся и соредакторами карты.

По материалам А. Я. Дубинского показана на разрезах взаимосвязь Предкавказья с Донецким бассейном; указанным же автором составлена таблица с данными об опорных скважинах Предкавказской равнины.

Будем надеяться, что эта карта принесет пользу нашей быстро развивающейся горнорудной промышленности, поможет правильно направлять и планировать дальнейшие более детальные геолого-разведочные работы, ибо известно, что „геологические карты—это та основа, без которой невозможно решение многих теоретических и практических вопросов геологии“ (В. А. Обручев).

I. ВВЕДЕНИЕ

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И КАРТОГРАФИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Кавказ представляет собой обширную горную страну, занимающую площадь между Черным и Азовским морями на западе и Каспийским морем на востоке. Северной границей Кавказа считают долины рр. Западный и Восточный Маныч, а южной—государственную границу СССР с Турцией и Ираном, протягивающуюся от Черного моря до Каспийского.

Кавказ делится на две части—Северный Кавказ (с Предкавказьем) и Закавказье; граница между ними проводится по водораздельному гребню Главного хребта и по р. Псоу (западная граница Абхазской АССР) на Черноморском побережье.

Северный Кавказ входит в пределы РСФСР; здесь расположены: Краснодарский край, Ставропольский край, часть Ростовской области, Чечено-Ингушская АССР, Калмыцкая АССР, Кабардино-Балкарская АССР, Карачаевская АО, Северо-Осетинская АССР и Дагестанская АССР (рис. 1). В Закавказье расположены союзные республики: Азербайджанская, Армянская и Грузинская, причем территория Азербайджанской ССР захватывает также всю восточную оконечность Большого Кавказа.

Кавказ довольно хорошо обеспечен путями сообщения; железные дороги опоясывают Большой и Малый Кавказ, причем последний пересекается железнодорожной линией Тбилиси—Ленинакан—Ереван. Имеется много хороших шоссейных и грунтовых дорог, строятся новые.

Вся территория Кавказа имеет хороший картографический материал: карты крупного масштаба, а также аэрофотооснову. Старые карты рекогносцируются и переиздаются уже в метрической системе, согласно международной разграфке.



Рис. 1. Обзорная карта Кавказа. Масштаб 1:5 000 000.

На основе указанных карт составляются и издаются соответствующие сводные листы различных масштабов.

ОРОГИДРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Кавказ является сложным горным сооружением—страной географических контрастов. Он делится на две горные системы—Большой Кавказ и Малый Кавказ и разделяющую их депрессию рр. Риона и Куры. Северо-Кавказская равнина является пьедесталом Большого Кавказа и далее к северу

сливается с обширной равниной юго-востока Русской платформы.

Большой Кавказ (Кавказский хребет, Главный хребет) обладает типичным альпийским рельефом, многие вершины превышают 5000 *м* и покрыты вечными снегами и ледниками. Растительность на склонах распределяется зонально, в соответствии с климатическими поясами: вверху располагаются альпийские и субальпийские луга, в средней зоне—сосновые (на востоке) и пихтовые (на западе) леса, а нижние части склонов большей частью покрыты густыми широколиственными лесами.

Большой Кавказ расчленяется на ряд горных хребтов и отрогов, имеющих в геологической литературе определенные названия: Главный, Передовой и Скалистый хребты и Черные горы.

Название Главный хребет наиболее приложимо к участку Главного водораздела Большого Кавказа; протяжением около 250 *км*, между горой Пшиш (3788 *м*) в верховьях р. Большой Лабы и горной группой Адай-хох. Это—наиболее высокая часть водораздела, сложенная средне-, верхнепалеозойскими гранитами и сланцами кембрия—докембрия; но и здесь водораздел часто проходит то к югу, то к сезеру от наиболее высоких гор.

Западная часть Главного водораздела от устьев р. Кубани до г. Чугуш (3240 *м*) в верховьях р. Белой образует извилистую линию, то приближающуюся к берегу Черного моря, то удаляющуюся от него, в зависимости от того, какие реки врезались дальше в горы—северные или южные.

На востоке у группы Адай-хох главный водораздел переходит на более южный хребет и дальше образует извилистую линию, проходящую через перевалы Крестовый и Квенамтский, а затем, через ряд постепенно понижающихся вершин, до горы Дибрар (2210 *м*) на крайнем юго-востоке.

Под названием Передового хребта (он же и Боковой хребет, по Г. Абиху) обозначается цепь горных массивов к востоку от горы Адай-хох до группы гор Кури и Шино, т. е. восточное продолжение Главного хребта в узком смысле. В этом хребте расположены вершины, превышающие высшие



Рис. 2. Северный склон Эльбруса; на переднем плане ущелье и ледник Уллу-кол.
Фото К. Н. Паффенгольца, 1954 г.



Рис. 3. Северный склон Главного хребта; Теберда, вид на Хоккельский ледник. Обнажаются „серые граниты" (верхнепалеозойские).



Рис. 4. Северный склон Главного хребта; слияние рр. Мамисондон и Нар-дон, сел. Зарамаг (Северная Осетия). Обнажается сланцевая толща лейаса. Фото М. П. Преображенской.



Рис. 5. Центральный Кавказ; Казбек, вид с востока. На переднем плане сел. Гергети; на вершине слева Гергетский монастырь, воспетый Лермонтовым.



Рис. 6. Военно-Грузинская дорога; гора Адай-хох и сел. Чми. Обнажаются известняки верхней юры (оксфорд-лузитан-кимеридж).

точки Главного водораздела (Тепли—4423 *м*, Казбек—5043 *м* и др.).

Скалистый хребет представляет собою цепь известняковых массивов, отделяющихся от Главного хребта системой моноклинальных продольных долин.

Характерной чертой рельефа северного склона Кавказа является почти исключительное господство поперечных долин; продольные долины встречаются лишь по концам горной системы; в слабой степени они выражены на западе, лучше—на востоке (рр. Самур, Рубас-чай).

К северу от центральной части Кавказа, отделяясь от его предгорий равнинами (Кабардинской, Осетинской и Сунженской), между рр. Тереком и Сунжей проходят в широтном направлении две цепи Кабардинских гор—Терская и отделенная от нее долиной Алхан-чурт—Сунженская горная цепь.

В Минераловодском районе среди степи выделяются изолированные скалистые горы, большая часть которых является лакколитами (г. Бештау—1400 *м* и др.).

В общем же по простиранию Большой Кавказ делят на три части: Западный, Центральный и Восточный; границами между ними служат поперечные сечения горной системы, проходящие через Эльбрус (5633 *м*) и Казбек (5047 *м*)—древние потухшие вулканы.

На северном склоне Восточного Кавказа (Дагестан), севернее массивов Бокового хребта, располагается горный район со сложным рельефом, почти замкнутый хребтами. Это—внутренний горный Дагестан, который рассекается ущельями четырех Койсу—истоков р. Сулака.

Южный склон Большого Кавказа короче северного, но и здесь поднимаются высокие массивы, передовые хребты и гряды. Наиболее высоким является Сванетский хребет (около 4000 *м*), покрытый ледниками.

Главный водораздел на большем своем протяжении трудно проходим; перевалы через него доступны только в теплое время года, зимой препятствием для сообщения являются снегопады и лавины. Наибольшее значение имеет Военно-Грузинская дорога, по которой сообщение поддерживается круглый год.

5556

Одним из поперечных хребтов—Сурамским, Большой Кавказ соединяется с системой хребтов Малого Кавказа.

Большая часть этого горного сооружения представляет собой типичную горную страну с резким рельефом и большим относительным превышением водоразделов над дном долин и ущелий (до 1500 *м* и больше). Система хребтов значительно уступает по высоте основным хребтам Большого Кавказа и за малыми исключениями не несет оледенения.

В геоморфологическом отношении Малый Кавказ отчетливо делится на две части: восточную и западную. Западную часть составляют хребты Аджаро-Имеретинский (Аджаро-Ахалцихский) и Триалетский, достигающие высоты 2853 *м*. Для их рельефа характерны высоко расположенные, выравненные поверхности, которые контактируют с узкими, крутопадающими долинами, свидетельствующими о недавнем поднятии.

Восточную часть Малого Кавказа составляют хребты Сомхетский, Шахдагский (Севанский), Мургузский, Муровдагский с высшей точкой—вершиной Гямыш (3722 *м*), Карабахский и др.

Простирание хребтов в общем северо-западное; постепенно снижаясь к юго-западу, северо-западу и юго-востоку, Малый Кавказ ограничивается на северо-востоке Куринской низменностью, а на юго-западе Ереванской и Нахичеванской котловинами долины р. Аракс (абсолютная высота около 800 *м*). Продолжением Карабахского хребта к юго-востоку, отделенным от него поперечным понижением (тектоническим), являются Талышинские (Талышские) горы с высотами до 2500 *м*. Внутренняя область Малого Кавказа представляет собой нагорье с рядом вулканических плато (Ахалкалакское, Лорийское, Ленинаканское, Гегамское и др.), над которыми поднимаются горные хребты и массивы до 3600—4000 *м* (г. Арагац—4095 *м*, гг. Большой и Малый Ат-даг—3369 *м*). Часть этих хребтов подверглась оледенению и имеет ледниковые формы. Характерны конусы потухших вулканов и вулканические куполы, часто группирующиеся линейно и образующие хребты. Лавовые плато обычно прорезаны реками в глубоких каньонах.







Рис. 7. Центральный Кавказ. Панорамный снимок Главного хребта (верховья рек Цаксана и Кубани); снег с перевала Хотю-тау (3541 м) юг и юго-запад. На переднем плане двуглавая вершина Азау-нам-баши Фото К. И. Паффенгольца. Август 1957 г.



Подпрудой лав древней долины обусловлено образование крупнейшего на Кавказе озера Севан (высота 1925 *м*).

В южной части Малого Кавказа протягивается поперечный (меридиональный) хребет — Конгуро-Алангезский, в юго-восточной части которого находится г. Капуджих (3917 *м*), несущая отчетливые следы оледенения.

Колхидская (Рионская) низменность является краем Черноморской впадины, бывшим морским заливом, заполненным речными наносами; вдоль побережья она очень низменна и сильно заболочена. У краев равнина приподнята и сливается с предгорьями Большого и Малого Кавказа.

Рис. 8. Остров Севан (ныне полуостров) на озере Севан (Армения). Сложен вулканогенной толщей среднего эоцена.
Фото Н. И. Мелик-Агамалова.

Куринская депрессия (впадина) построена более сложно и расчленяется на несколько частей. В западной части располагается возвышенная Ширакско-Аджинаурская степь (плато), сложенная дислоцированными третичными отложениями. Далее к восток-юго-востоку она переходит в Кура-Араксинскую низменность, сложенную наносами указанных рек. К северу от Ширакско-Аджинаурского плато распола-

гается весьма молодая депрессия—Алазано-Агричайская впадина, выполненная аллювиальными наносами Алазани и ее левых притоков.

Вдоль морского побережья, у подножья Талышских гор, протягивается Ленкоранская низменность.

В северо-восточной части Куринской впадины имеются отдельные поднятия из третичных пород и грязевые сопки. Здесь к Куринской впадине примыкает Апшеронский полуостров, имеющий аналогичные формы рельефа.

Предкавказье представляет собой на большей части площади степную равнину, сложенную четвертичными отложениями. В центральной части Предкавказья расположена Ставропольская возвышенность (поднятие, высотой до 832 *м*), переходящая постепенно к востоку и западу соответственно в Терско-Кумскую и Азово-Кубанскую низменности (впадины). К Азово-Кубанской низменности примыкает Таманский полуостров с низкими широтными грядами, на которых располагаются грязевые сопки.

Терско-Кумская впадина представляет собой часть Прикаспийской низменности, приморская полоса которой расположена ниже уровня океана.

К югу от Терско-Кумской и Азово-Кубанской низменностей, у подножья Большого Кавказа, выделяется ряд наклонных равнин (Прикубанская, Кабардинская, Северо-Осетинская, Грозненская), сложенных аллювиальными и водно-ледниковыми галечниками с покровом лессовидных суглинков.

Главные реки Северного Кавказа—Кубань и Терек, бассейном питания которых является в сущности весь северный склон Большого Кавказа; характерно, что эти реки не имеют соответственно правых и левых притоков (односторонние бассейны питания).

С Ставропольской возвышенности берут начало незначительные реки—Егорлык, Калаус и Кума, ныне пополняемые водой с помощью каналов из Кубани и Терека.

В восточной части Кавказа находятся довольно значительные горные реки—Сулак и Самур.

Южный склон Большого Кавказа является в основном бассейном питания двух крупных рек—Куры и Риона; в западной же части склона находится ряд более мелких рек, уменьшающихся по направлению к северо-западу, в связи с приближением Главного водораздела к побережью Черного моря. Наиболее крупными реками этого участка являются Ингур, Кодори и Бзыбь.

Главными реками Малого Кавказа являются: на западе Аджарисцхали, а на востоке—верховье Куры с ее крупными правыми притоками Храми, Дебет (Дебед-чай), Агстев (Акстафа), Шамхор, Гянджа-чай, Тертер и Аракс, с левыми притоками—Ахуряи (Западный Арпа-чай), Абаран (Касах), Раздан (Зангу), Гарни, Арпа (Восточный Арпа-чай), Нахичеванчай, Вохчи (Охчи) и Акяра-чай.

Горные части Кавказа сравнительно богаты осадками; по обилию осадков выделяются Батумский район и далее к северу и северо-западу—Черноморское побережье. Равнинные части Прикаспийской низменности и Куринской депрессии отличаются малым количеством осадков (испарение превышает осадки) и представляют собой полупустыню, в которой разбросаны оазисами отдельные орошаемые участки.

В обоих горных сооружениях—Большом и Малом Кавказе—отчетливо проявляется вертикальная климатическая зональность. В общем же Кавказ расположен по границе умеренного и субтропического климатических поясов, но в зависимости от расположения горных хребтов в различных районах климат весьма разнообразен. Черноморское побережье, Батумский и Ленкоранский (Талышский) районы обладают влажным субтропическим климатом.

Снеговая граница Большого Кавказа, в связи с преобладанием осадков в западной его части, к востоку повышается от 2800—3200 до 3400—3500 *м* и более.

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Дать в краткой статье обзор всех геологических исследований Кавказа невозможно; список опубликованных работ превышает 5000 названий, кроме того, имеется громадное количество фондовой литературы. Можно лишь

охарактеризовать отдельные этапы геологического изучения Кавказа и указать направление дальнейших исследований, в соответствии с запросами, предъявляемыми бурно растущей промышленностью нашего Союза.

Отдельные отрывочные сведения по геологии Кавказа, частью фантастические и непроверенные, начинают появляться в отчетах ряда путешественников-натуралистов XVIII столетия. Более же достоверный и разнообразный материал по геологии этого региона находим в работах первой половины XIX века; среди них на первое место должен быть поставлен многотомный труд Фредерика Дюбуа-де-Монперё[1]. Этот разносторонний наблюдатель, исколесивший Кавказ в конце тридцатых годов прошлого столетия, впервые сообщил много интересных, хотя, конечно, совершенно отрывочных данных и наблюдений.

Первые систематические планомерные геологические исследования на Кавказе начаты в половине сороковых годов XIX столетия Германом Абихом (впоследствии избранным русским академиком), являющимся истинным „отцом геологии Кавказа". Этот неутомимый исследователь в течение тридцати с лишним лет работы положил первые прочные основания геологическому изучению этого края; многие положения этого тонкого наблюдателя, обладавшего обширным кругозором, сохраняют свою ценность до настоящего времени. Первая работа Г. Абиха появилась в печати в 1843 г.[2], последний же трехтомный сводный труд его вышел в 1887 г.[3] Следует подчеркнуть, что указанный исследователь первый начал вести геологическое картирование в разных районах Кавказа и Армянского нагорья, и приложенная к его последней работе сводная схематическая геологическая карта боль-

---

[1] *Dubois de Montpereux F.* Voyage autour du Caucase, chez les tcherkesses et les abkhases, en Colchidie, en Géorgie, en Arménie et en Crimée, т. IV, 562 p. Paris, 1840.

[2] *Abich H.* Über die geologische Natur des armenischen Hochlandes, Fest-Rede., 67 S. Dorpat, 1843.

[3] *Abich H.* Geologische Forschungen in den Kaukasischen Ländern, I, II, III. Wien, 1878—1887.

шей части Малого Кавказа в масштабе 1:420 000 (10 верст в дюйме), ныне конечно устарелая, а также разрезы и геологические панорамы являлись для своего времени выдающимся достижением в области геологической картографии.

Работами Г. Абиха заканчивается на Кавказе этап геологических исследований так называемых „геологов-одиночек"; на смену им со второй половины XIX столетия постепенно выдвигается коллектив геологов Кавказского Горного Управления, сыгравшего в свое время крупную роль в развитии горной промышленности Кавказа и регулярно публиковавшего, начиная с 1868 г.[1], главнейшие результаты исследований. Геологи указанного управления вели планомерную геологическую съемку наиболее интересных в отношении полезных ископаемых районов Кавказа в масштабе 1:210 000 (5 верст в дюйме). Следует упомянуть о весьма ценных сводках по полезным ископаемым Кавказа, выпущенных указанным управлением впервые в 1889 г., затем в 1896 г. и далее пополнявшихся; последнее полное издание вышло в 1917 г. Параллельно с ними продолжали исследования и геологи других учреждений, а также натуралисты-иностранцы, интересовавшиеся тематическими вопросами. Тогда же впервые богатые фаунистические и флористические сборы начали обрабатываться лучшими специалистами того времени, что позволило выработать твердые основы стратиграфии Кавказа.

На основе этих данных Кавказское Горное Управление опубликовало в 1908 г. первую сводную геологическую карту Кавказа в масштабе 1:2 520 000 (60 верст в дюйме), составленную Н. И. Лебедевым. На этой карте большие участки оставались незакрашенными („белые места"), в то время как некоторые промышленно-перспективные районы выделялись на ней весьма дробными стратиграфическими подразделениями.

Следующая сводная геологическая карта Кавказа была опубликована тем же Управлением в 1913 г.; составлена она

---

[1] *Цулукидзе, Халатов, Архипов.* Геологическое описание части Нахичеванского уезда Эриванской губернии, исследованной в 1868 г. Материалы для геологии Кавказа, сер. I, кн. 1, Тифлис, 1868 г.

была уже в масштабе 1 : 1 680 000 (40 верст в дюйме) и также имела еще „белые места".

С начала XX века в геологических исследованиях Кавказа начали принимать участие также геологи Геологического Комитета, изучавшие, в первую очередь, его главнейшие нефтеносные районы, а затем область Кавказских минеральных вод.

Наиболее плодотворный и планомерный этап геологических исследований Кавказа начинается в Советское время, когда Кавказской секцией Геологического Комитета (руководитель А. П. Герасимов) была поставлена основная задача— „составление обзорной геологической карты Кавказа". Для ускорения этой первостепенной работы было решено изучить возможно более подробно несколько поперечных разрезов (пересечений) через всю страну, чтобы, получив ряд основных профилей и построив основные стратиграфические и тектонические схемы, можно было позже распространить полученные данные на промежуточные пространства, исследовав их лишь с помощью ряда маршрутов.

Пересечения эти были закончены полностью в 1933 г., но обильный материал по ним позволил уже к концу 1930 г. выпустить новую геологическую карту всего Кавказа в масштабе 1 : 1 000 000, уже без „белых мест", чем она резко отличалась от всех ранее появлявшихся геологических карт этой страны.

Несколько ранее (1926 и 1928 гг.) вышли первые обзорные работы по тектонике Кавказа, а также общий обзор достигнутых в изучении Кавказа успехов (А. П. Герасимов).

Следующий этап в истории геологического изучения Кавказа (после 1933 г.) характеризуется одновременной постановкой исследовательских работ разными учреждениями и организациями—центральными и местными.

Выполняются геолого-съемочные стратиграфические и палеонтологические работы, разрабатываются темы по тектонике, петрографии, геоморфологии, металлогении, по рудным месторождениям, газо-нефтеносности, инженерной геологии и гидрогеологии.

Число геологов, работающих на территории Кавказа, чрезвычайно увеличивается, количество фактического материала растет с огромной быстротой, почему открылись возможности для обобщений различного характера.

На основе этих материалов возможно было приступить к составлению фундаментальных сводных очерков по геологии всего региона в целом, входящих в многотомную серию „Геология СССР"; Северному Кавказу посвящен IX том этого издания (первый редактор А. П. Герасимов), а Закавказью—X том (редактор В. П. Ренгартен).

В качестве графического приложения к этим трудам была составлена и в 1945 г. издана новая сводная геологическая карта всего Кавказа также в масштабе 1 : 1 000 000, но с значительно более дробными стратиграфическими подразделениями, чем карта 1929 г. (57 обозначений вместо 36). В указанных сводных работах дан также полный обзор истории геологических исследований Кавказа по довоенное время включительно.

Перед Отечественной войной, а особенно в послевоенное время, в связи с запросами быстрого восстановления народного хозяйства, широко развернулись геолого-съемочные работы в районных геологических управлениях. Производились они в более крупных масштабах, в зависимости от целей задания; эти крупномасштабные съемки являлись комплексными. В результате этих работ уже к концу 1953 г. для всей территории Кавказа имелась геологическая карта крупного масштаба и было приступлено к ее полистному оформлению в рамках международной разграфки для издания. В 1953 г. она была впервые опубликована в виде атласа с описанием 13 листов, охватывающих всю территорию Армянской ССР и прилежащие части Малого Кавказа (автор К. Н. Паффенгольц). Затем начинают выходить отдельные листы территории Грузии, Азербайджана и Северного Кавказа.

На основе крупномасштабных листов к 1955 г. в ВСЕГЕИ была составлена (автор К. Н. Паффенгольц) первая сводная геологическая карта всего Кавказа в масштабе 1 : 500 000, имеющая около 150 обозначений. Карта сопровождается 13 разрезами, составленными в том же масштабе (верти-

кальный равен горизонтальному), проведенными вкрест простирания через всю территорию Кавказа; для равнинных частей Предкавказья при составлении разрезов использованы данные опорных скважин. Эта карта с разрезами демонстрировалась осенью 1956 г. на XX сессии Международного геологического конгресса в городе Мехико.

Особо следует подчеркнуть широко развернувшиеся на территории Кавказа геофизические исследования; геофизические наблюдения на Кавказе ведутся с 30-х годов XIX столетия, но наиболее широкий размах, планомерный и систематический характер, поисково-разведочную направленность и применение в целях изучения геологического строения земной коры приобретают они лишь в Советское время.

Геофизическим изучением Кавказа занимаются в основном следующие учреждения: 1—Геофизический институт АН СССР, 2—Институт геофизики АН ГрузССР, 3—Тбилисская геофизическая обсерватория, 4—местные отделения „Главнефтегеофизики" Министерства нефтяной промышленности СССР и 5—ряд других научно-исследовательских институтов и производственных ведомств.

В этих учреждениях собран и частично обработан фактический материал наблюдений почти по всем основным методам геофизики и геофизической разведки. Первая сводная гравиметрическая карта Кавказа была опубликована в 1935 г. (автор М. С. Абакелиа) в масштабе 1 : 4 000 000; после этого стали выходить для отдельных районов более детальные карты по различным видам геофизических исследований.

В результате вышеизложенных работ были выявлены вопросы, требующие дальнейшего уточнения и разработки. Они будут разрешаться на нынешнем—новом этапе геологических исследований с помощью детальных съемок в более крупном масштабе.

В этих работах участвуют, помимо работников территориальных геологических управлений и республиканских институтов, также экспедиции из научных центров Ленинграда и Москвы, работающие по согласованным планам.

Наряду с детальной съемкой производятся тематические исследования по наиболее актуальным и спорным вопросам

стратиграфии, тектоники и вулканизма Кавказа. Обращается большое внимание на вопросы литологии и соотношения морских, лагунных и континентальных, особенно вулканогенных фаций.

Детально изучается ряд месторождений полезных ископаемых (с точек зрения осадочной и магматической теорий образования), разрабатывается наиболее рациональная методика поисков и разведок новых месторождений.

Особое внимание уделено вопросам структурной петрологии древних комплексов интрузивных пород и, наконец, разрабатывается наиболее рациональная методика определения абсолютного возраста различных пород.

II. СТРАТИГРАФИЯ

На территории Кавказа известен полный геологический разрез, начиная от древнейших метаморфических образований докембрия, возраст которых обосновывается, однако, лишь региональными данными. Породы эти, претерпевшие в результате длительного геосинклинального периода развития указанного горного сооружения интенсивный региональный, а также контактовый метаморфизм, нередко весьма трудно отделимы от древних гранитов, в которых встречаются более или менее крупные ксенолиты разнообразных кристаллических сланцев.

Особое положение занимают докембрийские образования Приазовского кристаллического массива, показанного на карте для увязки структуры Кавказа с структурой южной окраины Русской платформы и Донбасса.

Докембрийские и палеозойские образования Кавказа развиты главным образом в области Главного Кавказского хребта и на северном склоне центральной его части, затем в Дзирульском массиве в Грузии и в южной Армении и, наконец, на небольших участках в других районах описываемого региона.

ДОКЕМБРИЙ

Древнейшие, объединяемые под общим названием „докембрийские", отложения Кавказа имеют наибольшее развитие в центральной части Главного хребта, представляющей ныне область наибольшего поднятия.

К югу от указанного района докембрийские образования слагают изолированный Дзирульский кристаллический мас-

сив, а на Малом Кавказе они обнажаются в ряде пунктов в ядрах антиклиналей, занимая в общем весьма незначительные площади.

Древнейшие образования Кавказа представлены толщей гнейсов, разнообразных слюдяных сланцев, амфиболитов, кварцитов, мраморов и т. п., представляющих продукты в различной степени метаморфизованных осадочных и частью изверженных пород.

По степени метаморфизма образования эти разделяются на 2 серии: нижнюю—представленную гнейсами, слюдистыми сланцами, амфиболитами и мигматитами, претерпевшими длительный региональный и контактовый метаморфизм, в связи с интрузиями древних гранитоидов. Верхняя серия занимает по степени метаморфизма промежуточное положение между нижней толщей и перекрывающей их толщей метаморфических сланцев нижнего палеозоя.

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

Докембрийские отложения восточной части Центрального Кавказа изучались многими исследователями; впервые расчленены они там И. Г. Кузнецовым (1938). Указанный автор в бассейнах рр. Баксан и Чегем выделяет древний докембрий (архей), к которому относит: 1—слюдяные гнейсы с амфиболитами и мраморами, 2—гранулитовые гнейсы (свита куспарты) и 3—слюдяные сланцы с пачками амфиболитовых сланцев (безингиевская свита).

Этот комплекс пород прорывается так называемыми „серыми гранитами" („гранитами Главного хребта").

К верхнему докембрию в указанном районе отнесены разнообразные кварцитовые, серицитовые, хлоритовые и роговообманковые сланцы. По р. Малке эти образования интрудированы так называемыми „красными" гранитами.

Более высокое стратиграфическое положение занимает свита кварцитов по р. Чегему, а еще выше—кварцитово-

слюдистые (хлоритовые) сланцы рр. Чегема, Кестанты, Баксана и Малки.

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

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

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

Кристаллические сланцы расчленить невозможно; среди них можно только выделить следующие чисто петрографические разновидности: 1—кварцитово-слюдистые сланцы, 2—кварцитово-амфиболовые сланцы, 3—кварциты и 4—амфиболиты, гипербазиты и другие глубоко измененные интрузивные образования.

Разновидности сланцев связаны между собою постепенными и резкими переходами, в соответствии с положением вышеупомянутых древних, ныне метаморфизованных интрузивных пород.

Мощность кристаллических сланцев не поддается учету; видимая мощность около 1500 *м*.

В междуречье рр. Лабы и Белой В. А. Мельниковым (1954) выделено два разновозрастных типа кристаллических сланцев: 1—образовавшиеся за счет осадочных пород и 2—обусловленные глубоким изменением кислых интрузивных образований.

Сланцы первого типа отнесены указанным автором к докембрию, а второго типа—к нижнему палеозою.

Степень метаморфизма при определении возраста кристаллических сланцев в условиях Северо-западного Кавказа не может приниматься в расчет; более надежными являются другие факторы: анализ тектоники, вулканизма и палеогеографии.

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

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

В ледниковой области в верховьях рр. Большой и Малый Зеленчук, Большой Лабы обособляется толща амфиболитов мощностью до 1000 *м*.

Далее к юго-востоку, на южном склоне Главного хребта, в верховьях р. Кайнар-чай, у сел. Шин по р. Шин-чай и в Филифлинском овраге, Э. Ш. Шихалибейли (1953) предполагает наличие выходов древних кристаллических пород, где ими сложены глыбы-валуны конгломератов лузитана, кимериджа и основания трансгрессивной серии валанжина.

Представлены эти породы гранулитами, гнейсо-сланцами и двуслюдяными гнейсами.

В Дзирульском массиве кристаллические сланцы еще не расчленены. Представлены они гнейсами, слюдяными сланцами, амфиболитами, роговообманковыми сланцами, кварцитами и филлитами, залегающими островками среди интрузивных пород.

На территории Малого Кавказа древнейшими породами являются метаморфические сланцы, обнажающиеся в немногих пунктах из-под вулканогенных отложений юры и верх-

пего мела. Встречены они в 15 пунктах, причем наибольшая площадь около 2—3 *км*^{2}, а наименьшая—сотни квадратных метров.

Пункты эти следующие (с северо-запада на юго-восток): 1—в районе Локского (Джандарского) кристаллического массива, в верховьях р. Машавери, 2—в районе сел. Арзакан и далее к северо-западу но правобережью р. Раздан (Занга), 3—в верховье р. Гасан-су (к юго-западу от ст. Тауз), 4—в среднем течении р. Асрик-чай, 5—близ ст. Ковлар Закавказской ж. д., 6—по правому склону р. Джагир-чай (к югу от ст. Далляр Закавказской ж. д.), 7—по р. Ахурян к северу от сел. Амасия, 8—на перевале Карахач к северо-востоку от Ленинакана, 9—к юго-западу от гор. Степанаван, 10—в Шахдагском хребте на перевале между рр. Калакент-чай и Шамхор-чай, 11—в верховье р. Шамхор-чай, 12—по левому берегу р. Тертер против устья р. Тутху-чай, 13—у сел. Шишкерт к юго-западу от Кафана и 14—по левому берегу Аракса в районе сел. Шванидзор (Астазур), 15—по правобережью р. Веди (тектонические клинья в ядре Ераносской антиклинали). Наконец, интересно отметить, что подобные породы были встречены к юго-западу от Еревана в опорной скважине (сел. Газагюх), непосредственно под отложениями палеогена (Енгиджинское поднятие)[1].

Всюду метаморфические сланцы представлены разнообразными слюдисто-кварцитовыми и кварцито-слюдистыми разностями за исключением Ковларского выхода. Здесь констатированы (В. Е. Пахомов, 1935) плотные, местами интенсивно дислоцированные (плитчатые) или перебитые в брекчию тонкополосчатые кремнистые сланцы, пронизанные трещинами, выполненными халцедоном и кварцем. Видимая мощность около 200 *м*.

В толще метаморфических сланцев района сел. Арзакан (наиболее изученном) нами выделены следующие разновидности пород: кварцитовые, эпидото-кварцитовые, слюдисто-кварцитовые, хлоритовые, эпидото-роговообманковые, роговообманковые и известковые сланцы, амфиболиты, гнейсы, мраморы, а также мраморизованные известняки. Мраморы

[1] Древний возраст метаморфических пород некоторых пунктов рядом исследователей оспаривается. Ред.

и известняки нередко доломитизированы. Многие разновидности сланцев соединяются между собою промежуточными разностями. Видимая мощность толщи 3—5 *км*.

Наибольшее развитие имеют слюдисто-кварцитовые и роговообманковые сланцы, амфиболиты и мраморы.

Следует подчеркнуть, что среди кварцитово-слюдистых сланцев нигде не констатированы специфические минералы глубокой зоны метаморфизма, как, например: —силлиманит, андалузит, дистен, кордиерит и др.

Указанный факт позволяет сделать заключение, что толща эта не погружалась глубоко и в прошлом,—до перекрытия ее осадками юры и верхнего мела, ибо при этом сланцы представлены были бы глубоко метаморфизованными кристаллическими разностями.

На основании данных химических анализов различных типов сланцев и результатов микроскопических исследований установлено, что сланцы произошли из различных осадочных пород; гнейсы—из кислых интрузивов, а амфиболиты—из габбро в результате регионального метаморфизма.

На некоторых участках регионально метаморфизованные сланцы были впоследствии несколько изменены древними интрузиями, вернее, обусловленными ими контактово-метасоматическими, гидротермальными и другими процессами.

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

Докембрийский возраст указанных сланцев является условным; возможно он несколько повысится.

В последние годы древний метаморфический комплекс Армении подвергся специальному детальному изучению Р. А. Аракеляном (1957), который расчленил его на четыре свиты (снизу вверх): 1—разнообразные слюдяные сланцы, интенсивно мигматизированные (арзаканская свита); 2—хлоритовые сланцы (бжнуяльская свита); 3—амфиболиты и роговообманковые сланцы (дзораглухская свита) и 4—вулканогенно-осадочные, слабо метаморфизованные породы (агверанская свита). Общая мощность свит превышает 2 *км*. Породы дзораглухской свиты интрудированы основными и уль-

траосновными породами, а агверанской свиты—гранитоидами; между этими двумя свитами намечается перерыв, нижние же три свиты залегают согласно, наблюдаются взаимные переходы.

Вторую свиту упомянутый автор уверенно параллелизует с „филлитами" Дзирульского массива, где для них фаунистически доказывается нижнекембрийский возраст; третья свита относится им поэтому к среднему кембрию, первая—к нижнему кембрию—верхнему протерозою, а четвертая—к верхнему кембрию или ордовику.

Таким образом, стратиграфический объем древнего метаморфического комплекса Армении, на данном этапе изучения, можно с некоторой степенью условности считать—верхний протерозой—ордовик, что сходится с вышеприведенным предположением Г. М. Ефремова об отсутствии на Кавказе докембрия.

Все выходы метаморфических сланцев Малого Кавказа отчетливо выявляют положение его древнего субстрата, пологого, погружающегося в юго-восточном направлении. При этом намечаются три основных направления древних поднятий (антиклиналей?): 1—вдоль правобережья долины р. Куры, 2—по линии сс. Амасия—Арзакан—Шванидзор (вдоль центральной части Малого Кавказа) и 3—по линии выходов на рр. Асрик-чай, Гасан-су и Локский (Джандарский) массив.

В заключение описания докембрийских образований Кавказа приведем краткую характеристику пород указанного возраста в Приазовье.

В Приазовском кристаллическом массиве, по данным Е. М. Матвиенко и др., выделены альгонк, нижний архей и верхний архей.

Альгонк представлен комплексом диаллаго-роговообманковых пород: 1—аляскиты, 2—биотито-роговообманковые граниты, 3—диаллаго-роговообманковые граниты, кварцевые сиениты, сиениты, 4—габбро-сиениты, 5—пироксениты, перидотиты, габбро-пироксениты, габбро.

В восточной части Приазовья обнажаются розовые, розово-серые и серые порфировидные граниты (показанные на карте).

Верхний архей представлен тремя типами пород:

I—комплекс смешанных пород: 1—инъекционные гнейсы, 2—мигматиты и 3—полимигматиты.

II—породы второй гранитной интрузии: 1—розовый аплитоидный гранит, 2—розовый порфировидный гранит, 3—серый ортитовый гранит (адамелит), 4—аплиты, 5—пегматиты.

III—породы первой гранитной интрузии: 1—плагиоклазовые граниты, 2—гранодиориты, 3—роговообманково-биотитовые диориты, 4—габбро-диориты и амфиболито-диориты.

Нижний архей представлен тремя типами пород:

I—комплекс кристаллических сланцев: 1—актинолито-тремолитовые сланцы, 2—антофилито-тремолитовые сланцы.

II—ортометаморфический комплекс пород (метабазиты): 1—перидотиты, 2—пироксениты, 3—амфиболиты, 4—габбро-амфиболиты, 5—пироксено-плагиоклазовые гнейсы, 6—пироксено-роговообманково-плагиоклазовые гнейсы, 7—роговообманково-плагиоклазовые гнейсы, 8—эклогиты.

III—параметаморфический комплекс пород: 1—кварциты, 2—кристаллические известняки, 3—графито-биотитовые и графито-гранато-биотитовые гнейсы, 4—биотито-гранатовые и гранато-кварцито-силлиманитовые гнейсы, 5—биотитовые гнейсы.

ПАЛЕОЗОЙ

На Большом Кавказе палеозойские отложения протягиваются по северному склону центральной его части длинной полосой (280 *км*) от р. Белой на западе до р. Чегем на востоке; отдельные изолированные выходы его известны также и восточнее р. Чегем. Ширина полосы указанных отложений наибольшая на западе (35 *км* по р. Белой), постепенно сужается, выклиниваясь к востоку от р. Чегема.

В пределах указанной полосы известен почти полный комплекс отложений, от кембрия до перми включительно, с общей мощностью около 17 *км*, что говорит о несомненном геосинклинальном характере накопления осадков этого времени.

Главным исследователем палеозойских отложений Большого Кавказа является В. Н. Робинсон (1946, 1947), которому принадлежит ряд основных работ и сводка по стратиграфии палеозоя.

Наиболее полный разрез нижнего палеозоя констатируется ныне на западе; к юго-востоку появляются более молодые образования. Отложения верхнего палеозоя (C_2, C_3, P_1) развиты по всей зоне довольно равномерно; верхняя же пермь встречена лишь в области погружения зон—по рр. Белой и Лабе.

Отложения кембрия, силура, девона и нижнего карбона представлены метаморфизованными породами, а образования среднего и верхнего карбона и перми—нормальными осадочными породами.

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

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

Кембрий

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

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

В бассейне р. Малки были встречены кварциты, филлиты и слюдисто-кварцитовые сланцы (отнесенные к кем-

брию предположительно), а также (в изолированном положении) известняки со среднекембрийскими трилобитами: *Solenopleura radugini* Lerm., *Koldinia latifrons* Lerm., *Agnostus fallax* Linrs, var. *crassa* Lerm., *Acrotreta gerassimovi* Lerm. и др.

Возможно, что к кембрию следовало бы отнести и часть отложений, показанных как докембрий на р. Ардоне и в Армении.

В западной части Большого Кавказа отложения нижнего палеозоя впервые выделены В. Н. Робинсоном (1932) в районе горного массива Дженту. Наиболее характерный разрез нижнего палеозоя этого района находится к северо-западу от р. Урушген, где обнажается мощная (свыше 2,5 *км*) толща метаморфизованных образований, расчлененная В. А. Мельниковым (1954) на три свиты.

Нижняя свита (Pz_1) имеет мощность до 800 *м* и сложена, в основном, вулканогенными образованиями, превращенными в кварцево-хлоритовые, кварцево-хлоритово-эпидотовые и кварцево-хлорито-серицитовые сланцы, переслаивающиеся в верхах свиты с измененными кварцевыми порфирами и их туфами.

Средняя свита (до 300 *м*) представлена мраморизованными известняками (с *Archaeocyathus*) и мраморами. Мощность обеих свит превышает 1000 *м*.

Верхняя свита представлена в основании песчаниками с пропластками филлитовых сланцев (650—700 *м*), сменяющимися филлитами (750—900 *м*) с редкими пропластками кварцитовидных песчаников. В низах свиты местами встречаются пластовые залежи порфиритов и кварцевых порфиров. Общая мощность свиты более 1500 *м*; возможно, что верхняя часть ее принадлежит ордовику (?).

В пределах зоны Главного хребта (от правобережья р. Малой Лабы до р. Белой включительно) В. А. Мельников относит к нижнему палеозою свиту метаморфических сланцев, занимающих по отношению к вышеописанной толще несколько более низкое стратиграфическое положение. Эта метаморфическая толща сложена в основании кварцитами, сменяющимися кварцитово-биотитовыми сланцами, перехо-

дящими в кварцитово-хлоритовые сланцы, образовавшиеся за счет туфогенных пород. Выше согласно залегает мощная свита филлитов и филлитовых сланцев. Общая мощность толщи около 1800 *м*; породы ее несут следы контактового воздействия со стороны „гранитов типа Главного хребта".

Силур

Фаунистически охарактеризованные отложения силура констатированы лишь в бассейне р. Малки, где они представлены свитой известняков (до 400 *м*), содержащих обильную фауну верхнего силура (А. П. Герасимов, 1947).

В бассейне р. Малки, а также р. Уруп к силуру отнесена толща филлитов с подчиненными прослоями мраморизованных известняков, кварцитов и порфиритов; видимая мощность толщи достигает 900 *м*. Эта толща согласно перекрывается отложениями нижнего и среднего девона и литологически, по-видимому, отличается от более древних слоев палеозоя.

На Малом Кавказе фаунистически охарактеризованных отложений силура не обнаружено. Данные П. Боннэ (1923) о наличии силура и нижнего девона на южном склоне хребта Урц (Зинджирлу), к востоку от сел. Давалу (Армения), основывались на неверном определении фауны; последующие работы К. Н. Паффенгольца в этом районе, а также Р. А. Аракеляна (1952), показали, что там развиты лишь девонские породы.

Девон

На северном склоне Главного хребта между рр. Кубань и Большая Лаба девонские отложения слагают три прерывистые полосы, входящие в длительно формировавшуюся, сложную тектоническую зону.

Первая полоса обнажений девонских пород проявляется в виде обрывков и клиньев в зоне разломов вдоль южного склона Передового хребта; вторая-занимает центральную часть и северные склоны указанного хребта; третья-переходит со стороны Большой Лабы в район Урупа. Она обособлена от первых двух крупной продольной синкли-

налью, сложенной породами карбона и перми. Каждая из полос расчленена поперечными нарушениями на ряд участков, сложенных литологически различными частями разреза девона.

Отложения девона расчленены здесь на три свиты: нижнюю, среднюю и верхнюю.

Нижняя свита, отнесенная к нижнему и среднему девону, представлена мощной (около 3 *км*) вулканогенной толщей (порфириты, диабазы, туфы, туфобрекчии, туфосланцы, туфопесчаники, спилиты), среди которой встречаются прослои филлитов, туфосланцев, песчаников и других пород, указывающие на сложные тектонические условия осадконакопления того времени.

Вулканическая деятельность этого периода началась излиянием эффузивов среднего и основного состава, после чего последовал период покоя, во время которого накапливалась толща глинистых сланцев и песчаников. Далее последовал второй период вулканизма, давший кислые и средние эффузивы (и их обломочные разности). Эта толща содержит линзы вкрапленных и массивных колчеданных руд. Выше согласно залегают метаморфизованные конгломераты и туфы.

Извержения были подводные и наземные, о чем свидетельствуют морские и континентальные фации, сменяющие друг друга.

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

Средняя свита (низы верхнего девона) сложена серыми известняками (три горизонта), прослаивающимися глинистыми сланцами и песчаниками. По рр. Аксауту и Теберде в верхних горизонтах известняков встречены *Spirifer verneuili* Murch., *Camarophoria brachypticta* Schnur., характеризующие франский ярус (низы верхнего девона).

Верхняя свита (верхи верхнего девона) является в основном терригенной с локально распространенными прослоями известняков и эффузивов. Представлена филлитами,

туфами, конгломератами, кварцхлоритовыми и другими сланцами, окварцеванными песчаниками. По р. Тебер.е в гиламских известняках встречаются кораллы (*Amplexus*, *Syringopora*) нижнекарбонового облика.

На Малом Кавказе разрез девонских отложений начинается со среднего отдела; в южной Армении средний девон выражен карбонатно-кораллово-брахиоподовой фацией с подчиненными прослоями песчано-глинистых пород.

Среднедевонские отложения Армении представлены известняками с подчиненными пластами и свитами песчано-глинистых пород; общая мощность 800—850 *м*. Фаунистически прекрасно охарактеризованы кораллами и брахиоподами.

Эйфельский ярус (кальцеоловые слои) охарактеризован *Calceola sandalina* L., *Sieberella calceola* Frech, *Atrypa aspera* Schloth., *Acrospirifer speciosus* Bron. и др. В живетском ярусе выделены нижнестрингоцефаловые слои (с *Tabulophyllum conicum* Wang., *Tortophyllum cysticum* Winch., *Peneckiella jungschiense* Yoh., *Pen. tungkanlingense* Yoh., *Gipidula globosa* Schnur, *Atrypa alticola* Frech, *Indospirifer* ex gr. *pseudowiliamsi* Ržon., *Spirifer mediotextus* A. et Vern., *Spirifer aperturatus* Schloth., *Cyrtina multiplicata* Dav., *Emanuella inflata* Schnur, *Stryngocephalus burtini* Defr. и др.) и верхнестрингоцефаловые слои (с *Schizophyllum buchelense* Schlüt., *Sieberella brevirostris* Phill., *Camarotoechia* cf. *eliptica* Schnur, *Uncinulus goldfussi* Schnur var. nov. (in col.) *Unc. implexus* Sow., *Unc.* aff. *parallelepipedus* Bron., *Yunnanella schnuri* Vern. var. *transversa* Reed., *Atrypa desquamata* Mans., *At. desquamata* var. *kansuensis* Grabau, *Cyrtina heteroclyta* Defr., *Indospirifer* ex gr. *pseudowiliamsi* Rzon и др.).

Верхнедевонские отложения Армении представлены полностью двумя ярусами—фаменским и франским.

В фациальном отношении они резко отличаются от среднего девона; представлены перемежающейся толщей (600—700 *м*) кварцитов, песчаников, различных сланцев и подчиненных им известняков.

Фауна преимущественно брахиоподовая; кораллы встречаются лишь в франском ярусе, в фаменском ярусе они совершенно отсутствуют.

На границе среднего и верхнего девона выделяются (М. А. Ржонсницкая, 1948) так называемые данзикские слои с *Chonetes bretzii* Schnur, *Camarotoechia prolifica* Hall, *Camarotoechia* cf. *prolifica* Hall, *Spirifer* cf. *subatenuatus* Hall, *Spirifer araxicus* Ržon., *Athyris ezquera* A. et Vern. и др.

Франский ярус (350—400 *м*) подразделен на две части: 1—нижнефранские слои (с *Atrypa tubaccostata* Paeck. var. *ertitschensis* Abr. (in lit.), *Lamellispirifer bouchardi* Murch., *Adolfia zickzac* Roem., *Cyrtina heteroclyta* Defr.) и 2 – верхнефранские слои (с *Productus ferojulensis* Frech, *Camarotoechia* sp. 2 (in col.), *Atrypa* sp. 1 (in col.), *Cyrtospirifer* aff. *subarchiaci* Martelli, *Cyrtospirifer lonsdalii* Murch., *Cyrt.* aff. *supradisjunctus* Obrut.). Из приведенного списка фауны видно, что в данных отложениях появляются и приобретают развитие новые виды.

Отложения фаменского яруса (широко развиты кварциты) также разделены на две части: 1—нижнефаменские слои (с *Productella* cf. *robertsoni* Reed, *Productella herminae* Frech, *Waagenoconcha murchisoniana* Kon. var. nov. (in col.), *Productus* sp. nov. 1 (in col.), *Camarotoechia deprati* Mans., *Cam.* aff. *ferquensis* Goss., *Cam.* aff. *čhelak* Nal., *Cam.* cf. *baitalensis* Reed., *Uncinulus karaghensis* Reed., *Cyrtospirifer* aff. *archiaci* Vern., *Cyrtospirifer* cf. *lonsdalii* Murch., *Cyrt.* aff. *sulcifer* H. et C., *Cyrt.* sp. nov. 2 (in col.), 2—верхнефаменские слои (с *Streptorhynchus crenistria* Phill. var. *senilis* Mans., *Waagenoconcha* cf. *maxima* Abr., *Plicatifera onustus* Hall, *Productus* aff. *niger* Goss., *Camarotoechia inaurita* Sandb., *Cam. boloniensis* Orb., *Cam. turanica* Rom., *Pugnoides triaequalis* Goss., *Spirifer seminoi* Viq., *Cyrtospirifer semisbugensis* Nal., *Cyrt. tarbagataicus* Vas., *Athyris* aff. *angelica* Hall. и др.

Фауна фаменских слоев своеобразна, бедна родами, но богата видами и как бы является связующим звеном между западноевропейскими и азиатскими формами.

В верхнефаменских слоях Р. А. Аракелян выделяет два фаунистически прекрасно выдержанных горизонта: 1— горизонт песчанистых известняков со *Spirifer seminoi* Vlq. и 2—горизонт известняков и песчанистых известняков, переполненных *Camarotoechia nalivkini* Abr. хорошей сохранности.

Далее необходимо указать на присутствие в юго-восточной Армении, в Зангезуре, отложений девона также в вулканогенной фации. Здесь к юго-западу от хребта Хуступ С. С. Мкртчяном констатирована мощная толща порфиритов и туфобрекчий, трансгрессивно перекрываемая свитой известняков и сланцев, содержащих характерную фауну верхнего девона.

Поскольку отложения среднего девона в Армении представлены нормальными морскими осадками, возможно, что эта вулканогенная толща относится к нижнему девону (?).

Девон Армении сходен с девоном Антитавра и Ирана. Между Араратом и Антигавром девон отсутствует, а на юге от Нахичеванской АССР он протягивается до озера Урмия. В подобной же фации девонские отложения развиты и в Северном Иране, в хребте Эльбурс.

Среди девонских отложений Армении промышленное значение могут иметь кварциты (как точильный камень), а также некоторые мраморизованные (в контакте с диабазами) разности известняков (черные мраморы г. Сари-пап (Сары-баба) и Хор-вираб).

Карбон

Отложения карбона развиты обычно там же, где и девонские.

Осадки карбона северного склона Главного хребта слагают разобщенные участки на большом протяжении от бассейна р. Белой на западе до р. Гизель-дэн на востоке.

Отложения нижнего карбона развиты главным образом в пределах области северо-западного погружения Главного хребта, где они слагают две полосы, входящие в сложную тектоническую зону, изобилующую разрывами. Ширина зоны свыше 32 *км*, ширина полос 3—4 *км* каждая; полосы представляют тектонические клинья.

Нижнекарбоновые отложения слагают в указанном районе мощную толщу (до 2500 *м*), расчлененную на четыре свиты (В. А. Мельников, 1954).

Нижняя свита представлена мелкогалечными конгломератами, кварцитовидными песчаниками, переходящими выше в известняки; мощность до 400 *м*.

Вторая свита (карбонатная, мощность до 300 *м*) сложена известняками, местами мраморизованными[1]. В известняках встречены кораллы визейского яруса.

Третья свита (полосчатая) выражена филлитовыми сланцами и кварцитовидными песчаниками с подчиненными прослоями полосчатых зеленых вулканогенных пород; мощность до 1000 *м*.

Четвертая свита представлена темно-серыми филлитами, с пачками темно-серых, серых и светло-серых известняков; мощность 600—700 м.

Вышеуказанные образования нижнего карбона, в зависимости от местонахождения, претерпели региональный, дислокационный и контактовый метаморфизм.

В зоне Передового хребта, по рр. Культюбе, Теберде и Дауту нижний карбон представлен самым верхним горизонтом так называемой карачаевской серии,—глыбовыми конгломератами, чередующимися с грубозернистыми песчаниками и туфами. Породы весьма слабо рассланцеваны; по степени метаморфизма мало отличаются от образований среднего карбона и значительно—от пород гидамской свиты верхнего девона. В кремнистых породах обнаружены радиолярии *Cenosphaera* sp., *Staurostylus caucasicus* Khab. и *Lithapium* sp. Между рр. Кубанью и Баксаном в Карачаевской свите развита мощная толща эффузивов.

Степень метаморфизма не может являться критерием возраста горных пород, особенно в зонах с интенсивной тектоникой и вулканизмом, что свойственно именно северо-западному Кавказу.

Между отложениями нижнего и среднего карбона констатируется значительный перерыв в осадконакоплении, об-

---

[1] Мощные мраморизованные известняки нижнего карбона известны далее к востоку в районе Тырны-ауза (к западу от него, в г. Ак-кая).

условленный крупной орогенической фазой в конце нижнекарбонового времени. Эта фаза и последующее поднятие отвечают главной среднегерцинской фазе герцинского тектонического цикла; перерыв этот охватывает также начало эпохи среднего карбона.

Отложения среднего и верхнего карбона, а также нижней перми представлены континентальными фациями, выраженными преимущественно мощными накоплениями грубообломочных пород. Отложения верхней перми образованы типичными морскими осадками, частью терригенными, но, главным образом, карбонатными.

Породы верхнего палеозоя почти не носят следов метаморфизма, чем заметно отличаются от метаморфизованных пород нижележащего комплекса среднего палеозоя.

Отложения среднего и верхнего карбона выражены континентально-лагунными фациями, представленными обломочными породами серого цвета: песчаниками, конгломератами, глинистыми сланцами; почти повсюду в основании их находятся эффузивы и их туфы.

В районе рр. Даут и Кубань отложения среднего карбона представлены в основном темно-серыми глинистыми сланцами.

Отложения среднего карбона залегают трансгрессивно на всех более древних образованиях северо-западного Кавказа (включая нижнекарбоновые).

Часто в отложениях среднего и верхнего карбона наблюдается угленосность, почему эта толща известна также под названием „продуктивной толщи".

По литологическому составу и флоре свита разделяется на две части, отвечающие среднему и верхнему карбону.

В Северной Кахетии, в верховьях рр. Алазани, Лопоты и Стори В. Н. Крестников и В. Н. Робинсон (1955) описывают ряд выходов нижнего карбона, представляющих морфологически „тектонические линзы" среди аспидных сланцев лейаса. Выходы расположены кулисообразно, причем каждый сложен особой породой, в правильной возрастной последовательности с севера на юг: 1—аркозами (хр. Спероза), 2—серицитовыми

сланцами (р. Стори), 3—мраморами и метаморфизованными сланцами (рр. Дид хеви и Лопэта); по р. Лопоте обнаружены также небольшие выходы гранитов и филлитов. По В. Н. Робинсону указанные породы идентичны таковым разреза нижнего карбона района г. Псеашхо северо-западного Кавказа.

Средний карбон представлен чередованием песчаников с кремнистыми и глинистыми сланцами; редко встречаются мелкогалечные конгломераты и глинисто-углистые сланцы с пластами каменных углей. Во всей толще (700—800 *м*) встречаются редкие пластовые залежи кварцевых порфиритов и их туфов.

Эта толща, известная на Кавказе под названием песчано-глинистой, является главной угленосной толщей карбона Северного Кавказа Ископаемая флора указывает на принадлежность ее к вестфальскому ярусу (*Neuropteris gigantea* St., *Calamites undulatus* St и др.) и на соответствие ее свитам от C_2^3 до C_2^7 карбона Донецкого бассейна. Мощность толщи в местах ее полного развития колеблется в зависимости от фациальных изменений от 700 до 1100 *м*.

Месторождения угля известны по рр. Большая и Малая Лаба, Кяфару и Большому Зеленчуку.

В районе Тырны-ауза (р. Баксан) среди растительных остатков определены: *Calamites* cf. *suckowi* Bgt., *Asterophyllites equisetiformis* Schl., *Pecopteris arborescens* Schl., *Pec. mi toni* Artis, *Pec. cyathea* Schl., *Neuropteris robinsoni* Zaless., *Mixoneura ovata* Hoffm., *Cordaites borassifolia* Stern. и др.

Отложения среднего карбона залегают несогласно на различных свитах средне- и нижнепалеозойских образований, что обусловлено предшествовавшим неравномерным поднятием отдельных участков тектонических зон. Замечено, что в направлении с юго-востока на северо-запад отложения среднего карбона последовательно перекрывают все более и более древние образования.

Верхний карбон представлен мелкогалечниковыми и гравийными конгломератами с прослоями песчаников (песчано-конгломератовая толща), песчанистых, глинистых и углистых сланцев; в последних иногда встречаются пласты угля

рабочей мощности. Встречена флора: *Pecopteris feminaeformis* Schl., *P. lepidorachis* Br., *Sphenophyllum oblongifolium* Gl. K. и др., указывающие на принадлежность включающих отложений к стефанскому ярусу верхнего карбона; свита может быть параллелизована с горизонтами C_3^1 и C_3^2 верхнего карбона Донецкого бассейна[1]. Мощность свиты колеблется, достигая в среднем 600 *м*.

Угленосная толща на больших площадях согласно перекрыта отложениями красноцветной толщи нижней перми; местами же на нее несогласно налегают конгломераты верхней красноцветной толщи нижней перми, а в других местах — морские отложения верхней перми. В других местах она трансгрессивно перекрыта породами лейаса.

В бассейнах рр. Ингури и Цхенис-цхали, на южном склоне Главного хребта, развиты филлитовидные глинистые сланцы (смятые) с прослоями песчаников и кварцитов, линзами мраморов и известняков. В последних обнаружены кораллы (*Lithostrotion* sp., *Chaetetes* sp. и *Diphyphyllum* sp.) визейского яруса, по заключению Н. Н. Яковлева.

По данным С. С. Кузнецова и А. Д. Миклухо-Маклай (1955), в известняках низов десской свиты констатированы амфипоры и много фораминифер, представляющих верхи среднего (живетский ярус) или низы верхнего девона.

Эта толща известна в литературе под названием „десской свиты"; в тектоническом отношении она слагает ядра двух крупных антиклиналей, выступая согласно (?) из-под отложений лейаса.

Возраст десской (дизской) свиты являлся долгое время спорным. Фауна нижнего карбона была встречена впервые лишь в ее основании, но выше, по данным И. Р. Кахадзе и П. Д. Гамкрелидзе, располагаются согласно все свиты вплоть до нижнего лейаса, который местами лежит на размытой поверхности этой свиты, а местами связан с ней непрерывным и постепенным переходом. Лишь в 1957 г. в верхах свиты была обнаружена верхнетриасовая аммонитовая фауна; та-

---

[1] По Н. И. Цибовскому флора из отложений верхнего карбона на левом склоне р. Джуарген указывает на принадлежность их к свите C_2^3 (бывшей C_3^3) Донецкого деления карбона. К. П.

ким образом, свита в целом отвечает карбону, перми и триасу, чем выявляется исключительно интересная интра (?) геосинклиналь указанного времени. Она напоминает таковую южной Армении, где констатирован полный (?) разрез от среднего девона до верхнего триаса включительно.

К карбону без подразделения отнесены в бассейне р. Гизель-дон конгломераты, обнажающиеся из-под пермских (?) отложений.

В Армении отложения карбона согласно пластуются с породами верхнего девона. Раньше здесь предполагался полный разрез карбона, в последние же годы, после детальных съемок и тематических исследований доказывается наличие лишь нижнего карбона; средне- и верхнекарбоновые отложения прежних авторов ныне отнесены к перми (см. ниже).

Выше указывалось, что в верхнедевонских отложениях Армении и Нахкрая большое развитие имеют кварциты и вполне подчиненное - песчаники, сланцы и известняки. В нижнем карбоне количество кварцитов уменьшается и их заменяют песчаники, которые преобладают в нижнетурнейских отложениях. Нижний турнэ, постепенно переходит в отложения верхнего турнэ, которые уже до визе включительно выражены карбонатно-кораллово-фораминиферовой фацией. Мощность нижнекаменноугольных отложений колеблется от 250 до 450 *м*.

На границе верхнего девона и нижнего карбона в Армении впервые был установлен в 1947 г. этренский ярус (М. С. Абрамян и Р. А. Аракелян, 1948).

В этренских слоях (сланцы, известняки и песчаники, мощностью 80—100—200 *м*) указанными авторама встречены: *Rhipidomella interlineata* Sow., *Orthotetes crenistria* Phill., *Plicatifera praelonga* Sow., *Pl. niger* Goss., *Waagenoconcha maxima* Abr., *Productus chonetiformis* Kr. et Karp., *Camarotoechia araratica* Abr., *Cam. araratica* var. *schamamensis* sp. et var. nova, *Liorynchus dichotomians* var. *assimulatus* Abr., *Cyrtospirifer julii* Dehée, *Cyrt. julii* var. *kadrlouensis* Abr., *Athyris gurdoni* Reed. и др.

Турнейские отложения Армении подразделены Р. А. Аракеляном (1952) как по литологическому составу, так и по характеру фауны на две части: 1—нижнетурнейские слои (с *Rhipidomella michelini* L'Ev., *Rh.* aff. *interlineata* Sow., *Orthotetes* aff. *crenistria* Phill., *Productus armeniaca* Frech., *Productus* ex gr. *niger* Goss., *Spirifer tornacensis* Kon., *Sp.* cf. *platinatus* Weller, *Athyris roissi* L'Ev., *At. lamellosa* L'Ev. и др.) и верхнетурнейские слои (с *Syringopora* cf. *ramulosa* Goldf., *Syr. conferta* Kays., *Michelinia* sp., *Caninia* cf. *jakovlevi* Gorsky, *Caninia* sp., *Humboldtia rossica* Stuck., *Corwenia chihsianensis* Yoh., *Clysophyllum medevense* Salée, *Pseudouralina* sp.).

Мощность нижнетурнейских слоев колеблется в пределах 125—50 *м*, а верхнетурнейских—в пределах 150—60 *м*.

Отложения визейского яруса представлены известково-кораллово-фораминиферовой фацией; преобладают мергелистые разности известняков мощностью 60—80 *м*.

Визейские отложения характеризуются следующим комплексом фауны фораминифер и кораллов: *Eostafella* ex gr. *prisca* Kays., *Eostafella* aff. *mosquensis* Wiss., *Quasiendothyra* sp. nov. (in col.), *Textularidae*. Эта ассоциация фораминифер характерна для окских слоев подмосковного угленосного бассейна.

Среди кораллов определены: *Syringopora conferta* Kays., *Syringopora paralella* Fisch. и др.

Выше визейских слоев следуют без видимого перерыва нижнепермские известняки со *Stafella sphaerica* Abich.

Пермь

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

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

Лишь нижнепермские отложения занимают сравнительно большие площади в бассейнах рр. Большой Лабы и Белой, тогда как верхнепермские—пользуются исключительно локальным распространением. Нижнепермские образования трансгрессивно и в большинстве случаев несогласно перекрывают все более древние толщи, начиная от докембрия и кончая верхним карбоном.

Верхний контакт перми удается наблюдать лишь в единичных случаях—там, где сохранились перекрывающие их нижнетриасовые отложения; этот контакт всегда отчетливо трансгрессивный, с небольшим угловым несогласием.

Пермские породы на Большом Кавказе четко разделяются на две толщи: 1—нижнепермскую красноцветную молассовую, формировавшуюся в условиях интенсивных тектонических движений, и 2—трансгрессивную серию верхней перми, отложившуюся при сравнительно малой амплитуде колебательных движений.

Установлено, что верхнепермские образования в различных тектонических зонах находятся в разных соотношениях с подстилающими породами. На западе, в бассейне р. Белой, и на востоке, в бассейне реки Большой Лабы, отложения верхней перми залегают согласно на нижнепермских (образуя структуры унаследованных мульд), в бассейне же Малой Лабы —трансгрессивно и с угловым несогласием до 45°. Во многих случаях контакты верхнепермских пород с подстилающими—тектонические.

Мощность нижнепермских отложений колеблется в широких пределах: в бассейне р. Белой до 2000 *м*, в бассейне р. Малой Лабы до 20 *м* и в бассейне р. Большой Лабы до 4000 *м*. Мощность верхней перми подвержена меньшим колебаниям:—в районе Белореченского перевала до 50 *м*, в бассейне р. Белой до 130 *м*, в бассейне р. Малой Лабы до 170 *м* и в бассейне Большой Лабы до 70 *м*.

По данным В. Н. Робинсона и С. С. Круглова, нижнепермские образования в бассейнах рек Большой Лабы и Белой можно расчленить на три толщи: 1—толща серых

песчаников и конгломератов, мощностью до 200 *м*; 2—нижняя красноцветная толща песчаников и тонкослоистых алевролитов, мощностью до 800 *м*: 3—верхняя красноцветная толща, состоящая из красноцветных песчаников и конгломератов, мощностью до 1500 *м*.

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

Верхнепермские образования на Северном Кавказе разделяются на следующие четыре горизонта: 1—кутанский, 2—никитинский, 3—уруштенский и 4—абагский.

Кутанский горизонт выражен серыми песчаниками и конгломератами; в верхней части—глинистыми сланцами, иногда с тонкими прослоями известняков. В сланцах и известняках содержатся немногочисленные остатки пелеципод, брахиопод и фораминифер. Мощность этого горизонта колеблется в пределах от 8 до 27 *м*.

Никитинский горизонт представлен почти повсеместно темными водорослево-фораминиферовыми известняками; песчанистые известняки, принадлежащие этому горизонту, известны в бассейнах рр. Белой и Малой Лабы. В районе Белореченского перевала никитинскому горизонту соответствуют темные, почти черные известняки с *Parafusulina*, *Nankinella* и *Neoschwagerina*. Никитинский горизонт в разрезах рр. Лабы и Белой расчленяется по фораминиферам на три фаунистические зоны. Мощность этого горизонта колеблется в пределах от 7 до 30 *м*. Никитинский горизонт среди всех верхнепермских образований характеризуется наиболее постоянным составом и очень четко выделяется во всех разрезах верхней перми.

Уруштенский горизонт обнаруживает наибольшее колебание фациального состава; к нему относятся: серые тонкослоистые глинистые сланцы с редкими прослоями темных известняков, рифовые известняки и массивные оолитовые известняки. Наиболее обильная и разнообразная фауна содержится в рифовых известняках; мощность указанного горизонта от 30 до 125 *м*.

Абагский горизонт представлен светлыми тонкоплитчатыми известняками с единичными плохой сохранности радиоляриями и аммонитами. Породы этого горизонта распространены только в бассейне р. Белой, мощность его до 20 *м*.

К верхней перми следует отнести мраморизованные слоистые известняки с *Lyttonia* cf. *nobilis* Waag., обнаруженные по р. Гизельдон. В указанном районе они подстилаются филлитовыми сланцами и кварцитовидными песчаниками.

Пермские отложения в Армении и Нахичеванском районе хорошо изучены лишь в последние годы в результате исследований О. Г. Туманской (1949), О. Л. Эйнора (1951), Р. А. Аракеляна (1952) и других. Раньше большинство этих отложений относилось к среднему и верхнему карбону.

С среднего карбона до нижней перми на территории Армении и в Нахичеванской АССР происходит, по Р. А. Аракеляну, перерыв в осадконакоплении, и нижняя пермь выражена кораллово-фузулинидовой фацией, которая сохранилась до низов верхней перми включительно.

Р. А. Аракелян (1952) пермские отложения Армении и Нахичеванской АССР расчленяет на следующие 5 свит (в восходящем порядке):

1—перемежающаяся свита (100—300 *м*) среднеслоистых, реже тонкослоистых известняков, местами с включениями кремней. Встречены *Stafella sphaerica* Ab., *Waagenophyllum indicum* Waag. et Wentzel, *Bellerophon*. Из фораминифер в шлифах встречаются *Eoverbeekina*, *Pisolina*, *Hyperammina*, *Globuvalvulina*, *Stafella*, *Tuberitina*, *Endothyra* и многочисленные водоросли.

2—перемежающаяся свита (75—150 *м*) толсто- и среднеслоистых известняков с редкими линзообразными включениями кремней. Встречены многочисленные *Syringopora* sp., *Tetrapora elegans* Yabe et Hayasaka, *Corwenia* sp. 2, *Corwenia chihsiaensis* Yoh., *Waagenophyllum* aff. *wengschengense* Huang и многочисленные *Waagenophyllum indicum* Waag. et W., *Stafella sphaerica* Ab. Среди фораминифер в шлифах встречаются *Globuvalvulina*, *Nodosaria*, *Endothyra*, *Tuberitina*, *Agathammina*, *Eoverbeekina*.

3—перемежающаяся свита (70—150 *м*) толсто- и среднеслоистых, реже тонкослоистых известняков с мелкими кремнистыми включениями. Встречены *Wentzelella* aff. *indica* Mans. (non Waag. et Wentz.), *Stylidophyllum* aff. *volzi* Yabe et Hayasaca, *Stylidophyllum kueichouense* Huang, *Pseudouralina* sp. Из брахиопод—*Productus (Marginifera) spinocostatus* Ab., а также *Bellerophon*. В шлифах из фораминифер встречаются *Agathammina*, *Codonofusiella*, *Nodosaria*, *Nankinella*, *Geinitzina*, *Tuberitina*.

4—перемежающаяся свита (50—75 *м*) тонко- и среднеслоистых известняков. Характеризуется многочисленными мшанками—*Septopora* ex. gr. *weberi* Nik., *Polypora* aff. *birmica* Kays., *Polypora* sp. nov., *Polypora* cf. *orbicrubrata* Kays., губками из рода *Amblysiphonella* и брахиоподами—*Productus (Marginifera) spinocostatus*, Ab., *Linoproductus kiangsiensis* (Kays). Среди фораминифер в шлифах определены *Agathammina*, *Nodosaria*, *Geinitzina*, *Nankinella*, *Codonofusiella* и многочисленные *Miliolidae*, *Polydiexodina*.

5—перемежающаяся свита (40—75 *м*) известняков, углистых песчанистых известняков и мергелистых известняков. Встречена брахиоподовая фауна плохой сохранности: *Neophricadothyris* aff. *indica* (*Waag*), реже *Tschernischewia typica* St. В шлифах среди фораминифер определены *Agathammina*, *Geinitzina*, *Textularia*, *Codonofusiella*, *Permodiscus*, многочисленные водоросли и очень много *Miliolidae* верхнепермского типа.

Свиты 1 и 2 Р. А. Аракелян относит к нижней перми. Свиту 3, на основании нахождения *Pseudofusulina* и *Parafusulina*, а также *Productus (Marginifera) spinocostatus* он склонен отнести к самым верхам нижней перми, несмотря на совместное нахождение с ними в этой свите *Codonofusiella* и *Nankinella*.

Свита 4 и 5 относятся к верхней перми; пятая, соответствует породам Джульфинского разреза, которые относились Н. Боннэ ко всему пермскому отделу.

Указания О. Л. Эйнора (1951) на наличие пермских отложений в Армении мощностью от 900 до 1200 *м* являются ошибочными; по Р. А. Аракеляну, упомянутым автором не

приняты во внимание структурные особенности исследованного района, что привело его к удвоению мощности указанного разреза.

Пермские отложения в Армении сменяются без признаков перерыва нижнетриасовыми плитчато-комковато-чешуйчатыми, зеленовато-серыми мергелистыми известняками нижнего триаса с *Pseudomonotis claraia* cf. *aurita* Hauer.

МЕЗОЗОЙ

Триас

Отложения триаса, представленные морскими образованиями, известны на Большом и Малом Кавказе, но площадное распространение их невелико.

На северо-западном погружении Большого Кавказа, в бассейнах рр. Лабы и Белой, морской триас слагает небольшие площади, причем наиболее полный разрез его, достигающий мощности 1500 *м*, приурочен к зоне Передового хребта.

Триасовые отложения залегают несогласно на различных породах палеозоя и докембрия, разделяясь отчетливо на две толщи. Нижняя сложена известняками, известково-глинистыми и глинистыми сланцами и песчаниками, мощность ее достигает 1000 *м*, причем в ней представлены скифский, анизийский и ладинский ярусы нижнего и среднего триаса. Верхняя толща представлена песчаниками, известковистыми и глинистыми сланцами, относящимися к верхнему и отчасти среднему триасу. Такое разделение обусловлено перерывом в отложении и трансгрессивным залеганием верхней толщи на различных горизонтах нижней, а местами даже непосредственно на породах перми.

Отложения триаса Большого Кавказа изучены В. Н. Робинсоном (1932). Все ярусы триаса хорошо охарактеризованы фаунистически.

В основании скифского яруса залегают базальные конгломераты и песчаники, переходящие выше в массивные известняки, а далее в тонкослоистые известняки с фауной верхней части скифского яруса: *Pseudosageceras multilobatum* Noetl., *Flemingites*, *Claraia aurita* Hauer и др.

Выше следует горизонт массивного известняка, переходящий в слоистые известняки с прослоями мергеля, содержащего фауну верхней зоны анизийского яруса: *Monophyllites (Leiophyllites) suessi* Mojs., *Megaphyllites* sp., *Gymnites incultus* Beyr., *Procladiscites connectens* Hau., *Sturia cf. sonsovinii* Mojs.

Ладинский ярус представлен глинистыми сланцами, прослаиваемыми в верхах свиты конгломератами. В сланцах верхов свиты встречена фауна *Monophylites vengensis* Klip., *Daonella* sp. и другие формы, характеризующие верхнюю часть ладинского яруса.

Верхнеладинские слои сменяются без перерыва карнийскими, представленными глинистыми сланцами с прослоями песчаников и характерной фауной *Halobia austriaca* Mojs., *H.* aff. *superba* Mojs. и др.

Отложения норийского яруса являются резко трансгрессивными; представлены они в основании толщи серыми конгломератами и песчаниками с прослоями песчанистого известняка, содержащего нижненорийскую фауну: *Palaeocardita buruca* Krumb., *Myophoria verbeeki* (Boettg.), Krumb., *Indopecten glabra* Dougl. и др.

Выше следуют известняки с кораллами и *Pseudomonotis caucasica* Witt. и, наконец, темно-красные известняки с норийско-рэтской фауной—*Terebratula piriformis* Suess. *Rhynchonella fissicostata* Suess, *Spiriferina oxycolpos* Emmr., *Sp. manravinii* Bitt. и др.

По р. Белой норийские слои представлены песчаниками с маломощными прослоями известняков с фауной брахиопод и аммонитов—*Pinacoceras postparma* Mojs., *Placites polydactilus* Mojs., *Cladiscites beyrichi* Welt. и др; эти отложения залегают здесь непосредственно на пермских красноцветных образованиях.

Триасовые отложения Армении и Нахичеванской АССР пластуются, как указывалось выше, совершенно согласно с верхнепермскими, причем нижний и средний триас выражен здесь известняковой фацией и достигает мощности свыше 1500 *м*. Наибольшего развития они достигают в Джульфинском ущелье и в хребте Субус-даг, в области водораздела бассей-

нов средних течений рр. Арпа (Восточный Арпа-чай) и Джагры-чай (Нахичеванская АССР).

Сводный разрез триаса указанного района представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Нижневерфенские слои с *Xenodiscus* и *Paratirolites*, в основании с *Gastrioceras abichianum* Moell.

В тонкоплитчатых известняках часто наблюдаются многочисленные ходы червей, а также отпечатки стеблей, создающих ретикулярную решетку.

2. Средний триас—плитчатые известняки различных оттенков: серого, зеленоватого и розового цветов с отпечатками внутренних ядер *Gastropoda* и *Lamellibranchiata* (раковинный известняк).

3. Верхний (?) триас—мощная толща кавернозных доломитизированных известняков и доломитов без фауны. Возможно, что это также средний триас.

В верховье р. Веди (Армения) у сел. Келанлу (Джирманис) встречен в изолированном выходе верхний триас (норийский ярус), представленный толщей (свыше 100 *м*) слюдистых песчаников, которым подчинены незначительные прослои углистых сланцев и реже углей. Встречена фауна: *Myophoria verbeeki* (Boettg.) Krumb., *M. caucasica* sp. nov., *Indopecten glabra* Dougl., *Palaeocardita buruca* (Krumb.), *Cassianella* sp., *Prolaria armenica* sp. nov., *Ceratites* sp. и др. (определения В. Н. Робинсона). Многочисленная флора из этих отложений обработана А. Н. Криштофовичем и В. Д. Принадой (1933).

Незначительный выход верхнего триаса обнаружен в верховье р. Акяра-чай у сел. Алякчи. Триас представлен здесь глыбами серого известняка красноватого цвета с *Arcestes* sp. и *Placites* sp. (определения В. Н. Робинсона).

Наличие триаса в бассейне р. Акярачай значительно расширяет область развития триаса в Закавказье, что важно для палеогеографических реконструкций этого времени.

Имеются недостаточно проверенные указания на нахождение вулканогенной фации триаса на территории Грузии, на Дзирульском и Храмском кристаллическом массивах.[1]

[1] В настоящее время эти породы, на основании найденной в них флоры, относятся к карбону. Ред.

Ю р а

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

В Большом Кавказе юрские отложения слагают целиком юго-восточную половину Главного хребта и обрамляют кристаллическое ядро северо-западной его части. В Малом Кавказе отложения юры широко развиты вдоль северо-восточного и юго-восточного склонов.

Благодаря изменчивости литологического состава и редкому нахождению фауны, юрские отложения расчленены в разных областях Кавказа с различной степенью детальности. Обычно всюду выделяются все три отдела (нижний, средний и верхний), внутри которых, однако, расчленение различное. В Главном хребте для нижней юры сделано следующее расчленение: 1—средний и нижний лейас, 2—верхний и средний лейас и 3—верхний лейас.

В центральной части хребта и в северной части южного склона Главного хребта лейас расчленяется на: 1—нижний, 2—нижний+средний и 3—верхний. Местами грузинские геологи выделяют средний лейас самостоятельно.

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

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

Нижняя юра. Нерасчлененные отложения лейаса показаны на карте на южном склоне центральной части Главного хребта, где они протягиваются узкой полосой от верховья Бзипи (Бзыби) до верховья Ингура и представлены в основном аспидными и глинистыми сланцами и глинистыми

песчаниками, реже кварцитами, песчаниками и базальными образованиями (200—250 *м*), общей мощностью более 2000 *м*.

Средний и нижний лейас (J_1^{2+1}). Выделен в Большом Кавказе, где отложения этого возраста представлены глинистыми сланцами и глинистыми песчаниками и реже аспидными сланцами общей мощностью на западе до 1000 *м*. Возраст этой толщи определяется следующей фауной: *Phylloceras heterophyllum* Sow., *Terebratula* sp., *Rhynchonella* sp., *Spiriferina* sp. и др. Указанные отложения кверху совершенно согласно сменяются верхнелейасовыми образованиями.

Большие площади занимают отложения указанного возраста в Дагестане, где они представлены весьма мощной (до 3000 *м*) толщей аспидных сланцев, слагающих Боковой и и Главный хребты в бассейнах рр. Аварское Койсу и Андийское Койсу. Благодаря тектоническому воздействию эти породы сильно уплотнены, приобрели ложную сланцеватость и слабо метаморфизованы.

В верхах этой толщи встречены *Arietites algovianum* Opp., *Amaltheus margaritatus* Montf., *Harpoceras exiguum* Fucini, *Fuciniceras bonarellii* Fucini и др., указывающие на присутствие домерского яруса среднего лейаса. Исходя из непрерывности разреза, можно предполагать наличие в низах толщи также низов среднего и верхов нижнего лейаса. В бассейнах рр. Ассы и Хевсурской Арагвы и в районе Военно-Грузинской дороги в этой толще констатированы туфиты и порфириты, а также вариолиты и мандельштейны (циклаурская свита В. П. Ренгартена).

В низах толщи в том же районе аспидные сланцы прослаиваются кварцитами и кератофирами; в основании же толщи обнажаются графитизированные углистые сланцы с растительными остатками (рр. Фиагдон, Ардон, Уруп), аммонитами плохой сохранности и пелециподами, предположительно нижнелейасового возраста.

Отложения нижнего лейаса выделены лишь на южном склоне центральной части Главного хребта, где протягиваются узкой полосой („тектонический клин") от верховья р. Ингури до верховья р. Риони.

В центральной части Главного хребта аспидные сланцы среднего лейаса слагают узкие („тектонические") полосы среди древних гранитов и кристаллических сланцев к северу от г. Лабоды (4319 *м*), протягиваясь к востоку до Зарамага (см. рис. 4) и по левобережью р. Мзымты. Далее к западу от верховья рр. Теберды и Кубани их обнажения имеют уже более сплошной характер и затем они сменяются осадками среднего и верхнего лейаса.

По рр. Малая и Большая Лаба в основании лейаса В. Н. Робинсоном (1932) впервые была выделена маломощная (до 30 *м*) свита мелкозернистых песчаников, к востоку выклинивающаяся (на р. Уруше отсутствует). Встреченная фауна представляет верхи лотарингского и низы плинсбахского ярусов лейаса (Н. В. Ренгартен и З. М. Старостина, 1956).

Отложения среднего лейаса того же района пластуются согласно с нижнелейасовыми. Представлены толщей (до 200 *м*) глинистых алевролитов, содержащих прослои сидеритов, мелкозернистых песчаников и органогенно-обломочных, сильно песчанистых известняков. Встречена (снизу вверх) фауна плинсбаха, домера, а также формы, характеризующие самые низы тоара (*Mytiloides dubius* Sow.).

Далее к востоку от р. Большой Лабы в отложениях среднего лейаса начинают преобладать песчаные фации; мощность возрастает: по р. Урупу—350 *м*, а по р. Б. Зеленчуку—свыше 600 *м*. В последнем районе песчаная толща является угленосной (пласты угля мощностью до 3 *м*). По рр. Теберде и Кубани средний лейас представлен серией песчаных, реже алевритовых пород с прослоями конгломератов, аргиллитов, сидеритов. Мощность толщи около 400 *м*, местами является угленосной.

В районе Дзирульского массива имеют незначительное развитие туфогенные породы и красные известняки домерского яруса лейаса с *Amaltheus margaritatus* Montf. (Шроша).

Верхний и средний лейас (J_1^{3+2}). Отложения этого возраста имеют большое развитие на Большом Кавказе. В центральной части Главного хребта и к северу от него они

представлены аспидными глинистыми сланцами и песчаниками, с преобладанием последних. В других участках развиты кварциты с прослоями туфов, кварцевых порфиров. Общую мощность толщи, вследствие интенсивной ее дислоцированности, установить трудно; во всяком случае она достигает 1500 *м*.

В верхних горизонтах аспидных и глинистых сланцев встречены: *Mytiloides dubius* Sow., *Myt.* cf. *quenstedti* Pčel. и *Belemnites* sp.

В бассейне р. Ахей (Абхазия) в отложениях средне- и верхнелейасового возраста встречены: *Amaltheus margaritatus* Montf., *Pentacrinus* sp., *Mytiloides cinctus* Goldf., *M. quenstedti* Pčel., *Phylloceras heterophyllum* Sow., *Grammoceras* cf. *toarsiense* (d'Orb.) и др.

На Северном Кавказе в зоне предгорных хребтов отложения среднего и верхнего лейаса начинаются осадками угленосной свиты плинсбахского[1] яруса с кварцевыми конгломератами в основании, залегающими местами на верхнепалеозойских породах.

Угленосная свита сложена в низах грубозернистыми, выше мелко- и среднезернистыми светлыми песчаниками, местами массивными, реже тонкослоистыми. Характерно наличие большого количества растительных остатков и крупных угленакоплений. Богатая фауна обнаружена по р. Лабе: *Teinostonia euomphalus* Qu., *Cardinia* aff. *philea* d'Orb. и др. (лотарингский ярус) и *Pleurotomaria anglica* Sow., *Amberleya alpina* (Stol.), *Zeilleria subdigona* Opp., *Spiriferina walcotti* (Sow.) и др. (плинсбах).

В северо-западной части Большого Кавказа развита сланцевая (себельдинская) свита домерского яруса, залегающая согласно на угленосной свите и срезающаяся к востоку тоарской трансгрессией. Себельдинская свита сложена темными известковистыми сланцеватыми глинами с конкрециями сидерита, прослаиваемыми плотными кварцевыми песчаниками и известняками. По р. Большой Лабе эта свита

---

[1] Этот возраст является условным; Н. И. Цибовский считает возможным отнести эти отложения к домерскому ярусу.

охарактеризована *Oxytoma oppeli* Roll., *Leda complanata* Phill., *Pleurotomaria subnodosa* Münst. и др.

В районе Клухори домер выражен вулканогенной фацией, отложения которой залегают на угленосной свите несогласно и трансгрессивно перекрываются породами аалена. Мощность вулканогенной свиты около 150 *м*; этой свите подчинены пластовые интрузии, дайки и штоки андезитов и дацитов, секущих угленосную свиту.

Верхний лейас (J_1^3). Выделен на северных и южных склонах центральной части Главного хребта и в Дагестане; представлен чередованием глинистых сланцев и песчаников, а также крупнозернистыми песчаниками, брекчиями, конгломератами, грубозернистыми аркозами, потоками альбитофиров и их туфов. Весьма редко встречаются линзы известняков. В верхних горизонтах толщи встречены: *Mytiloides quenstedti* Pčel., *M. dubius* (Sow.) и *M.* sp. ex gr. *polyplocus* Roem.

Отложения ааленского яруса, развитые на северном склоне центральной части Главного хребта, представлены железистыми и известковистыми песчаниками, песчанистыми и глинистыми сланцами и песчанистыми известняками общей мощностью около 40 *м*. Залегают эти образования на северо-западе без видимого несогласия на указанной выше песчано-сланцевой свите. К востоку же от р. Урун эта свита становится трансгрессивной и перекрывает угленосную свиту (плинсбах).

На основании богатой фауны выделяются все четыре зоны аалена: 1—зона с *Dumortieria*, 2—зона с *Leioceras opalinum*, 3—зона с *Ludwigia murchisonae* и 4—зона с *Ludwigia concava*.

Рассматриваемые сланцево-песчаниковые толщи верхнего лейаса имеют большое площадное развитие в Дагестане, где они расчленены следующим образом.

1. Нижний тоар. Темные глинистые сланцы с несколькими мощными горизонтами серых песчаников; мощность около 2000 *м*. Встречены *Hildoceras* cf. *gyrale* Buckm. и *Harpoceras* cf. *exaratum* Y. and B.

2. Средний тоар. Свита (1000 *м*) перемежающихся глинистых сланцев и песчаников, местами принимающих ленточный характер. Встречен *Porpoceras subarmatum* Y. and B.

3. Верхний тоар. Перемежающаяся свита (до 1000 *м*) глинистых сланцев и маломощных песчаников с *Grammoceras toariciense* (d'Orb.) и *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle.

4. Нижний аален. Перемежающаяся толща (свыше 2000 *м*) песчаников и глинистых сланцев; песчаники преобладают, местами являются угленосными. Нередко встречается морская фауна: *Dumortieria levesquei* d'Orb., *Grammoceras fluitans* Dum., *Gr. mactra* Quenst., *Leioceras opalinum* Rein., *Pseudolioceras beirichi* Schl. и др.

5. Верхний аален. Частое чередование песчаников и глинистых сланцев; мощность 400—2000 *м*. Встречены *Ludwigia concava* Sow., *Leioceras acutum* Qu.

Суммарная мощность отложений верхнего лейаса в Дагестане достигает 8 *км*.

Здесь развиты своеобразные алеврито-глинистые метаморфизованные ленточные сланцы, представляющие результат ритмического осадконакопления в мелководной зоне, при постоянном погружении бассейна (А. А. Штернберг, 1955).

К западу от Дагестана литологический характер отложений верхнего лейаса остается прежним, но мощность их уменьшается. В бассейне р. Ассы В. П. Ренгартен (1931) выделяет так называемую пуйскую свиту (35 *м*; песчаники с прослоями глинистых сланцев и линзами конгломератов), относимую условно к тоару.

В юго-восточном Кавказе (зоне погружения) верхнелейасовые отложения расчленены литологически на ряд свит с местными наименованиями (Бежитинская свита, богатая пластовыми дайками порфиритов, диабазов и др.). Нижний аален (песчаники, глинистые сланцы, мощностью до 1200 *м*) характеризуется *Amberlea ovalis* Pčel., *Mytiloides dubius* Sow., *Myt. amygdaloides* Goldf. и *Pseudolioceras* ex gr. *beirichi* Schloenb.

Верхний аален (глинисто-сидеритовая свита и песчано-сланцевая свита общей мощностью 1800–2000 *м*) охарактеризован *Posidonia* ex gr. *buchi* Roem., *Mytiloides goldfussi* Pčel., *Myt. amygdaloides* Goldf., *Grammoceras* aff. *arcuatum* Buckm., *Mesoteuthis* sp., *Cylindroteuthis* ex gr.

blainvillei Voltz, *Phylloceras* aff. *tatricum* Pusch., *Lytoceras* aff. *rastle* Vacek, *Ludwigia* cf. *cornu* Buck. *L.* cf. *concava* Sow., *L. similis* Buckm., *L. murchisonae* Sow. и др.

В районе Военно-Грузинской дороги к верхнему лейасу относятся джерахская, казбекская и гудошаурская свиты (по В. П. Ренгартену, 1932).

Далее к западу отложения верхнего лейаса пока еще дробно не расчленены; всюду констатируется верхний тоар, являющийся трансгрессивным. В это время (тоар) здесь протекали глыбовые движения и слабые складкообразовательные процессы, наблюдаются угловые несогласия.

Верхний тоар и нижний аален известны по рр. Урух и Чегему; в последнем пункте мощность их наименьшая (до 2000 *м*). В верховье р. Малки песчано-глинистые породы тоара перекрывают палеозойский серпентинитовый массив; к северо-востоку от этого района тоар выклинивается, к юго-западу же мощность его достигает свыше 600 *м*. В верховье рр. Хасаута и Эшкакона породы верхнего лейаса интрудированы (?) плагиоклазовыми диоритовыми порфиритами.

В районе между рр. Баксаном и Кубанью отмечается трансгрессивное залегание нижнего аалена на тоаре и верхнего аалена на нижнем, с частым выпадением последнего из разреза.

По рр. Теберде и Кубани отложения среднего лейаса трансгрессивно перекрыты вулканогенной свитой (200 *м*), относимой условно к нижнему тоару. Выше залегает, также трансгрессивно, свита (свыше 180 *м*) известковистых песчаников, содержащих фосфориты и шамозит; встречена характерная фауна верхнего тоара (*Pseudogrammoceras milleri* Denckm. и *Pseud. fallaciosum* Bayle).

К западу от р. Кубани, по направлению к центру „юрской депрессии" фации верхнего лейаса изменяются. По р. Уруп верхний тоар совместно с нижним ааленом представлен толщей (около 700 *м*) песчаников, переслаивающихся с глинистыми алевролитами; в основании залегают массивные кварцевые песчаники. Подобный же разрез наблюдается и по рр. Большая и Малая Лаба; мощность толщи в последнем районе около 850 *м*.

На всем протяжении между рр. Кубанью и Малой Лабой отложения верхнего лейаса перекрыты трансгрессивно и несогласно осадками верхнего аалена.

Отложения тоарского яруса Северо-Западного Кавказа представлены массивными грубыми песчаниками (нижняя свита), сменяющимися чередованием сланцев и песчаников (верхняя свита) с фауной верхнего тоара (*Grammoceras fallaciosum* (Bayle.), *Mytiloides dubius* Sow. и др.). Среди отложений тоара в полосе Туапсе—р. Мзымта наблюдаются многочисленные эффузии кварцевых порфиров.

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

Колоссальное количество туфобрекчий указывает на преобладавшую взрывную вулканическую деятельность. Излияния лав были частью наземные (?), частью подводные; судя по их значительному региональному развитию, излияния лав были трещинного типа, но существовали, вероятно, и отдельные вулканические центры, приуроченные к вулканическим островкам, расположенным вдоль тектонических линий регионального характера.

Наличие прослоев внутриформационных конгломератов и туфоконгломератов указывает на протекавшие здесь колебательные движения, в частности на опускания, следовавшие тотчас за извержением лав.

Разрез нижней и средней вулканогенной юры Малого Кавказа был нами впервые расчленен следующим образом (сверху вниз): 1—верхняя вулканогенная толща, 2—толща кварцевых порфиров и 3—нижняя вулканогенная толща.

Верхняя и нижняя вулканогенные толщи довольно пестрые по составу, но не содержат таких кислых эффузий, как разделяющие их кварцевые порфиры. Последние местами перемежаются с туфами и брекчиями такого же состава; эта свита располагается трансгрессивно, но без заметного углового несогласия на нижней толще и перекрывается

трансгрессивно и с заметным угловым несогласием верхней вулканогенной толщей.

На основании скудной фауны и региональных данных указанные толщи были отнесены соответственно к доггеру, верхнему лейасу (аалену) и среднему—нижнему лейасу. В настоящее время эти возрастные определения оспариваются некоторыми исследователями, о чем будет сказано ниже.

Нижнеюрская вулканогенная толща представлена порфиритами различной основности, их туфами и брекчиями и туфогенными песчаниками с весьма редкими прослоями известняков. Указанные породы не образуют каких-либо маркирующих горизонтов и нередко фациально переходят друг в друга. Местами встречаются фациально связанные с ними мощные свиты нормальных осадочных пород: — песчаников и сланцев, отчасти карбонатных с морской фауной.

Наиболее полный, фаунистически охарактеризованный разрез нижней юры Малого Кавказа наблюдается в верховье р. Лок-чай (правый приток р. Машавера); здесь нижняя юра выражена в сланцево-песчаниковой фации, залегая на гранитах нижнего кембрия (?). В верхах толщи (до 400 *м*) встречены *Grammoceras fluitans* Dum., *Mytiloides dubius* Sow., *Cucullaea* sp., характерные (?) для нижней части верхнего аалена.

Присутствие тоарского яруса вполне определенно фиксируют *Hildoceras, Lillia, Coeloceras fibulatum* Sow., *Mytiloides amygdaloides* Goldf., *Myt. cinctus* Goldf. var (?), *Posidonia bronni* Goldf. (Н. Р. Кахадзе, 1947).

В средней части свиты были определены *Atracites* sp. ind. (Haas), *Belemnites* sp. ind., *Arietites* (*Vermiceras*) sp. div. ind., *Microderoceras* cf. *birchi* Sow., *Micr.* sp. nov aff. *birchi* Sow., *Tropidoceras masseanum* d'Orb., *Amaltheus* sp., *Oxynoticeras* cf. *haueri* Fuc., *Hildoceras* sp. nov., *Coeloceras fibulatum* Sow., *Coel.* juv. sp. ind., *Aegoceras* (*?*).

Судя по наличию ариетитов, в толще ясно присутствует синемюрский ярус нижнего лейаса. *Microderoceras*, *Tropidoceras*, *Amaltheus* и *Oxynoticeras*, как указывает А. И. Джа-

нелидзе (1946), точно датируют средний лейас в составе плинсбахского и домерского ярусов.

Приведенная фауна взята преимущественно в средней части толщи; ниже залегают глинисто-песчанистые отложения значительной мощности, а низы толщи представлены песчаниками. Исходя из этого И. Р. Кахадзе считает, что нижняя (аркозовая) толща отвечает геттангскому ярусу нижнего лейаса.

К юго-востоку от Локского массива сланцево-песчаниковая фация нижней юры сменяется осадочно-вулканогенной фацией, развитой в Алавердском районе Армении. Далее к юго-востоку—в верховье р. Гасансу, в низах толщи констатированы пачки аспидных сланцев типа Главного хребта.

К востоку от этого пункта, в верховье р. Асрикчай лейас представлен также смешанной вулканогенно-осадочной фацией. Здесь в верхах толщи (в песчано-глинистых сланцах) Т. А. Гасановым (1954) была обнаружена руководящая форма верхнего тоара—*Grammoceras* (*Pseudogrammoceras*) *fallaciosum* Bayle, с нахождением которой установлен верхнелейасский возраст песчано-сланцевой толщи (зона с *Lytoceras jurense*).

Далее к востоку, в районе сс. Кущи и Човдар, в верхах нижней вулканогенной толщи была встречена обильная разнообразная фауна, в том числе аммонитовая. Среди последней Г. Я. Крымгольц в 1937 г. определил две формы: *Dactylioceras commune* Sow. и *Lytoceras* cf. *cornucopiae* Young and Bird., характерные для тоарского яруса верхнего лейаса.

В туффитах, прослаивающих вышележащую трансгрессивную толщу кварцевых порфиров, были встречены: *Phylloceras ultramontanum* Zitt., *Ph nilssoni* Heb., *Lytoceras* cf. *irregulare* Pomp., указывающие, по заключению Г. Я. Крымгольца, на ааленский возраст включающих пород.

Фауну, встреченную в вышележащей трансгрессивной верхней вулканогенной толще, Г. Я. Крымгольц отнес к средней юре. Впоследствии, переопределив фауну из всех трех толщ, Г. Я. Крымгольц (1951) относит ее уже целиком к бату.

Далее к юго-востоку лейас всюду выражен смешанной осадочно-вулканогенной фацией, причем фаунистически охарактеризованы лишь отдельные части разреза (Дашкесан, Кафан). Кварцевые порфиры детально изучены петрографически Ш. А. Азизбековым, давшим им более правильное название—кварцевые плагиопорфиры. Благодаря своим литологическим и структурным особенностям плагиопорфиры легче других вулканогенных пород подвергаются процессам гидротермального метаморфизма, превращаясь, при благоприятных структурных (тектонических) условиях и наличии на глубине кислых интрузий, в весьма типичные вторичные кварциты с „глазками" первичного кварца. Эти кварциты нередко являются вместилищем крупных сульфидных скоплений („кедабекский" тип месторождений).

В последние годы некоторые исследователи (Р. Н. Абдуллаев (1955) и др.) выдвинули идею о наличии среди эффузивных кварцевых плагиопорфиров также и их интрузивных (субвулканических) фаций; М. А. Кашкай (1951) пытается установить генетическую связь колчеданного оруденения с субвулканической фазой кварцевых порфиров, считая последнюю по времени внедрения более поздней. По форме эти интрузивные фации проявляются, по указанным авторам, в виде экструзивных куполов, различных размеров и конфигураций.

Однако эта интересная концепция, не отвечающая масштабам оруденения, опровергнута последующими исследованиями и резко отрицательными данными разведочного бурения на подобных куполах (Ахтала, Кедабек).

Средняя юра. На северном склоне северо-западной части Главного хребта среднеюрские отложения представлены песчано-глинистыми сланцами с *Cosmoceras subfurcatum* Ziet. (нижняя свита) и глинистыми—с *Parkinsonia parkinsoni* (Sow.) и *Haploceras psilodiscus* (Schl). (верхняя свита). Нижняя свита и низы верхней относятся к байосу, а остальная часть—к бату.

В районе Военно-Грузинской дороги к доггеру В. П. Ренгартеном отнесена флишепо обная бусарчильская свита (до 1000 *м*) сланцев и песчаников с *Cephalites*, *Helmint-*

hopsis labyrintica Heer., *Posidonia* sp. и др. Среднеюрские отложения верховьев р. Риони (сланцы и песчаники, туффиты, туфобрекчии) сходны по фациям с описанными далее среднеюрскими осадками Кутаисского района.

На южном склоне Главного хребта, в северо-западной его части (Сухумо-Душетская зона) доггер выражен в двух резко различных фациях: вулканогенной в низах и глинисто-песчанистой в верхах толщи. Общая мощность толщи около 2500 *м*.

Вулканогенная фация представлена мощной (1500—2000 *м*) толщей авгитовых порфиритов и их туфов, относимой к байосу; свита глинистых сланцев и песчаников относится к бату; в Ткварчельском районе она выражена угленосными континентальными фациями, а в других местах — чисто морскими фациями.

В центральной части Абхазии в среднеюрских отложениях встречены: *Nucula bethagensis* Kakh., *Astarta tenuicosta* Kakh., *Posidonia buchi* Roem., *Chlamys* cf. *moriani* Grepp., *Variamussium personatum* Ziet., *Discohelix bispinata* Cossm., *Phylloceras* cf. *kudernatschi* Hauer, *Lytoceras* cf. *adeloides* Kud., *Lytoceras llanense* Strém., *Oppelia fusca* Quenst. и другие, характеризующие доггер.

Наибольшее площадное развитие имеют сланцево-песчаниковые отложения средней юры в Дагестане, где они расчленены на две свиты, относимые соответственно к байосу и бату.

Байос представлен толщей (300—1500 *м*) темно-серых, с зеленоватым оттенком глинистых сланцев, прослаиваемых известковистыми песчаниками того же цвета. Характеризуется *Stephanoceras humphriesianum* Sow. и *Parkinsonia parkinsoni* (Sow.).

Бат выражен перемежающейся толщей (200—700 *м*) темно-серых глинистых сланцев и тонкослоистых песчаников. Встречены *Parkinsonia ferruginea* Opp. и *Perisphinctes defrancei* d'Orb.

Общая мощность среднеюрских отложений Дагестана колеблется в пределах 440—2200 *м*. К западу от Дагестана, в бассейне р. Ассы палеонтологических данных для рас-

членения доггера недостаточно; еще западнее, в бассейне рр. Ардон, Чегем и Баксан констатирована как байосская (*Parkinsonia subarietis* Wetz., *Carantiana tetragona* Wetz., *Cosmoceras baculatum* Qu., *Witchellia romani* Opp., *Stephanoceras humphriesianum* Sow., *St. subcoronatum* Sow.), так и батская (*Phylloceras mediterraneum* Neum, *Ph. kudernatschi* Hauer, *Litoceras adeloides* Kudern., *Perisphinctes martinsi* d'Orb. и др) фауна. Общая мощность отложений средней юры к западу от Военно-Грузинской дороги около 600 *м*.

Отложения байоса юго-восточной части Большого Кавказа и его южного склона охарактеризованы *Rhynchonella* sp., *Ostrea* sp. и *Chondrites* (хиналугские песчаники); бат выделяется лишь местами по литологическим признакам.

Вдоль южного склона Главного хребта, в его восточной части, отложения доггера расчленены лишь местами, ввиду недостатка палеонтологических данных.

Из описания нижне- и среднеюрских отложений Большого Кавказа явствовало, что в их составе играют существенную роль также магматические образования. Вулканическая деятельность в юрское время проявлялась в различной степени почти на всем протяжении современного Главного хребта, но особенно интенсивного развития она достигала в центральной его части, между бассейнами рр. Чегем (на западе) и Ассы (на востоке).

Детальным изучением геологического положения юрского палеовулканического комплекса центрального Кавказа занимался А. П. Лебедев (1950), пришедший к ряду интересных выводов.

В площадном расположении юрских вулканических образований центрального Кавказа наблюдаются определенные закономерности, обусловленные первичным расположением вулканических очагов в период формирования юрской геосинклинальной впадины Большого Кавказа.

А. П. Лебедев выделяет пять вулканических циклов, различающихся фациально: 1—спилитовая фация, 2—субинтрузивная фация основной магмы, 3—гипабиссальная фация основной магмы, 4—субаэральная фация среднекислой маг-

мы и 5—гипабиссальная фация среднекислой магмы. Соответственные возрастные соотношения их следующие: 1—начало лейаса, 2—конец среднего и начало верхнего (?) лейаса, 3—тоар, 4—аален и 5—доггер.

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

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

Центральная зона („диабазовая") представляет собою область преимущественного развития пород спилито-диабазовой серии. 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 ко времени внедрения второй фазы была местами уже более дифференцирована.

Южная периферическая зона („андезитовая") прослеживается вдоль южного склона Главного хребта от р. Сочи до р. Лиахвы.

Указанные периферическне зоны являются типичными краевыми; их вулканические образования (верхний лейас и доггер) принадлежат преимущественно к субаэральной и субинтрузивной фациям, и в значительно меньшей степени сложены подводными и прибрежными излияниями. Развиты пластовые интрузии—силлы, лакколиты (рр. Кубань, Эшкакон, отчасти Черек).

Линейное расположение центров вулканической деятельности вдоль периферической зоны геосинклинальной впадины свидетельствует о связи их с наиболее ослабленными участками земной коры (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 и западу: из центрального и северного Кавказа на юго-западный Кавказ (Абхазо-Рачинская зона) и в Крым.

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

На территории Малого Кавказа средняя юра представлена мощной (до 3,5 *км*) осадочно-вулканогенной толщей, идентичной нижнеюрской толще, но отличающейся содержанием в верхних частях большего количества туфогенных песчаников и сланцев; широко распространены туфобрекчии и, в меньшей степени, туфоконгломераты.

Эта толща является трансгрессивной, но угловое несогласие с подстилающими толщами всюду незначительное. Большое площадное распространение имеют среднеюрские отложения в северо-восточной части Малого Кавказа, простираясь сплошной полосой от Алавердского района на северо-западе до бассейна рр. Тертер и Хачин-чай на юго-востоке и далее к юго-западу по левобережью р. Акяра-чай и по рр. Вохчи и Воротан (Кафанский район).

Фаунистически среднеюрские отложения лучше всего охарактеризованы на крайнем северо-западе (Алавердский район) и крайнем юго-востоке (Кафанский и Джульфинский районы), т. е. там, где преобладают их нормальные морские фации.

К северо-западу от Алавердов в низах толщи были встречены (Габуния и Гамкрелидзе, 1942): *Phylloceras heterophyllum* Opp., а выше—*Posidonia buchi* Roem., *Phylloceras* cf. *kudernatschi* Hauer. (верхний байос—келловей), *Lytoceras* cf. *polyhelictum* Böckh. (средний байос—бат) и *Oppelia subradiata* Sow. (верхний байос), указывающие, по Кахадзе (1942), на присутствие трех верхних зон байоса. Наличие нижней его зоны остается под вопросом, ввиду возможности перерыва в это время.

В Алавердском районе эта толща лучше всего охарактеризована фаунистически, поэтому там можно выделить почти все ярусы средней юры (Грушевой, 1930, и Асланян, 1949).

На крайнем юго-востоке—в Джульфинском разрезе констатирован полный разрез (свыше 200 *м*) доггера в песчаниково-карбонатной фации с *Sonninia sowerbi* Mill., *Pecten silenus* d'Orb., *P. textorius* Schloth., *P. pumilus* Lam., *Pleurotomaria* sp., *Belemnites* sp., *Phylloceras circe* Heb., *Ph. mediterraneum* Heum., *Oppelia subradiata* Sow., *Parkinsonia parkinsoni* (Sow.) и др. (байос); *Oppelia fusca* Quenst., *Lytoceras tripartitum* Rasp., *Lissoceras psilodiscus* Schloenb., *Perisphinctes martinsi* d'Orb. и др. (бат). Указанная толща согласно переходит в фаунистически охарактеризованные отложения келловея, выраженные в той же фации.

В других районах разрезов, полностью охарактеризованных фаунистически, не встречено; фауна обнаружена лишь в отдельных разобщенных участках, между собою не увязанных, почему возраст толщи является местами спорным.

В районе сел. Куши в основании „верхней" толщи был встречен *Hibolites fusiformis* Park., отнесенный Г. Я. Крымгольцем вначале (1937) к нижнему байосу, а впоследствии (1951) к верхнему бату.

В 1954 г. Г. Я. Крымгольц определил среди фауны, собранной Ш. А. Азизбековым в толще кварцевых порфиров, *Phylloceras mediterraneum* Neum., *Lytoceras polyhelictum* Böckh. и *Lyt. adeloides* Kud., свидетельствующих о верхнебайосском—нижнебатском возрасте включающей толщи. Раньше он относил эту толщу к среднему бату.

Детальный разбор различных концепций по вопросу возраста вышеуказанных трех вулканогенных толщ Малого Кавказа был дан нами в объяснительной записке к листам геологической карты Армении масштаба 1 : 200 000 (1953). Далее полная история изучения стратиграфии юрских отложений Малого Кавказа приведена в специальном обзоре Т. А. Гасанова и М. Р. Абдулкасумзаде (1954).

В общем новейшие исследования подтверждают вывод об ааленском возрасте толщи кварцевых порфиров, считая, однако, что здесь может присутствовать и нижний байос.

Верхи нижней вулканогенной толщи многие исследователи относят уже к тоару; таким образом, получается полное соответствие с наиболее хорошо охарактеризованными разрезами юры Локского массива и Джульфинского ущелья.

Западную часть нижне-среднеюрской вулканогенной толщи северного склона Малого Кавказа на отрезке между рр. Шамхор-чай и Дзегам-чай в их верхнем течении Р. Н. Абдуллаев (1956) относит к эоцену. В соответствии с такой концепцией он перемещает западный отрезок Муравдагского надвига (наличие которого, в отличие от взглядов других исследователей, он признает) к северу, проводя его от р. Шамхор-чай далее к западу вдоль южного крыла верхнеюрской синклинали Калакенд-Чобанкенд. Но все выводы автора отпадают, потому что указываемая им скудная нуммулитовая фауна (один пункт) оказалась взятой не из коренного выхода.

Верхняя юра. Верхнеюрские отложения представлены на Кавказе в разнообразных фациях, вплоть до вулканогенных; преобладают песчаниково-карбонатные фации. На южном склоне Главного хребта в пределах Сухумско-Душетской зоны верхнеюрские отложения перекрывают трансгрессивно среднеюрские образования и представлены почти всеми ярусами.

В нижнем течении р. Бзыпи констатирован следующий разрез (снизу вверх):

1. Келловей—нижний оксфорд. Глины и разнообразные песчаники; мощность около 250 *м*. Содержат *Perisphinctes pseudopatina* Par. et Bon., *Per. funatus* Opp., *Macrocephalites transiens* Waag., *Aequipecten subinaequicostatus* Kas., *Phylloceras isomorphum* Gemm. и др.

2. Оксфорд—лузитан. Коралловые и другие известняки; мощность 120—200 *м*. Встречены *Alectrionia pulligera* Goldf., *Exogyra bruntrutana* Thurm. и *Rhynchonella cordeina* Leim.

3. Кимеридж. Пестроцветная свита: пестрые глины, песчаники, мергели и известняки; мощность около 300 *м*.

4. Титон. Известняки и доломиты брекчиевидного строения; мощность около 500 *м*.

В центральной и восточной Абхазии кимеридж представлен пестроцветной фацией.

В восточной части Абхазии в районе Ткварчели верхняя юра представлена только трансгрессивной пестроцветной свитой кимериджа.

На северном склоне центральной части Северного Кавказа верхняя юра слагает так называемый Передовой хребет и представлена следующими ярусами.

1. Келловей—оксфорд. Кварцево-аркозовые песчаники и микроконгломераты, залегающие трансгрессивно на глинистых отложениях средней юры. Породы обычно толстослоистые, слабо известковистые; редкие прослои сланцев, известняков и глин. Наблюдаются также прослои бурого угля. Верхняя часть разреза сложена известняками (р. Кума). Мощность 25—100 *м*; увеличивается к востоку. В низах свиты встречены *Rhynchonella varians* Sow., *Macrocephalites macrocephalus* Schloth. и др., характеризующие келловей.

2. Оксфорд—кимеридж. Массивные известняки с *Zeilleria balkarensis* Moiss., *Rhynchonella* ex gr. *astieriana* d'Orb., *Entolium ex* gr. *demissum* Goldf. и др. (оксфорд, нижняя свита). Мощность на западе достигает 50 *м*, к востоку уменьшается.

Выше следуют слоистые известняки литографского типа, с редкими прослоями глин и песчаников со следующей фауной: *Nerinella satagea* Lor., *Lima tumida* Roem., *Ostrea* (*Alectryonia*) *pulligera* Goldf., *Ostrea* (*Exogyra*) *quadrata* Et all., *Pharomytilus perplicatus* Et., *Pholadomya exaltata* Ag. var. и др. (кимеридж, верхняя свита).

Между обеими указанными свитами предполагается наличие перерыва.

3. Титон. Свита известняковых брекчий и гипсоносных пестроцветных глин, залегающая без видимого несогласия на литографской свите. Возраст определен условно, по стратиграфическим соотношениям.

К западу мощность уменьшается; отложения имеют явно регрессивный характер.

Особенно детально расчленена верхнеюрская толща в районе Военно-Грузинской дороги и в окрестностях Нальчика (В. П. Ренгартен), где она достигает мощности 1300—1600 *м*. Здесь выделены следующие ярусы:

1. Келловей. Железистые оолитовые известняки и песчаники с *Hecticoceras lunuloides* Kil., *Stephanoceras coronatum* Brug., *Cadoceras elatmae* Nik., *Quenstediceras praelamberti* Douv., *Cosmoceras jason* Rein., *Macrocephalites tumidus* Rein. и др.

2. Оксфорд. Доломитизированные и битуминозные известняки с *Aspidoceras perarmatum* Sow.

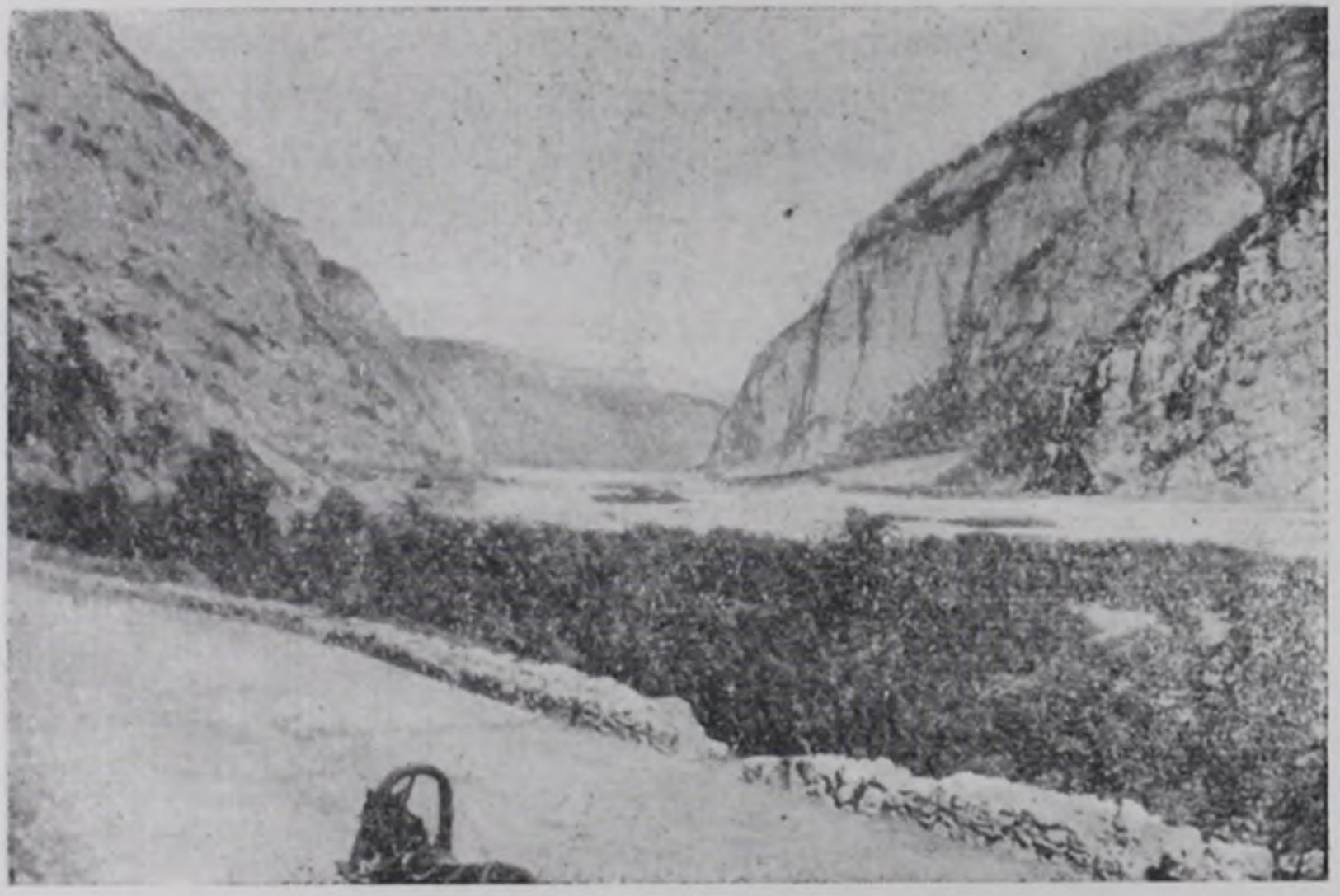


Рис. 9. Северный склон Главного хребта; ущелье р. Терека между сс. Балта и Джерахово. Расширенная часть долины в сланцах верхнего лейаса (Джерахская свита), ущелье—в верхнеюрской карбонатной толще; контакт тектонический.

3. Лузитан. Оолитовые известняки и доломиты с *Perisphinctes* cf. *virgulatus* Qu., *Ptygmatis crassa* Et., *Pt. pseudobruntrutana* Gemm., *Phaneroptyxis chaperi* Cossm., *Diceras valfinense* Boehm. и др.

4. Кимеридж. Оолитовые и литографские известняки с *Ataxioceras lictor* Font., *At. inconditum* Font. и др.

5. Титон. Известняковые брекчии с линзами гипса, сменяющиеся кверху мшанковыми и оолитовыми известняками с *Polyptyxis tetraptycha* Herb., *Phaneroptyxis obtusicepas* Zitt., *Alectrionia rugosa* Münst., *Exogyra virgula* Defr., *Modiola foucardi* Roll. и др.

К западу от меридиана Нальчика нижние ярусы верхней юры выклиниваются и на лейас трансгредируют известняки кимериджа, сменяющиеся кверху красноцветной песчаниково-глинистой гипсоносной толщей титона; последняя в районе Кисловодска располагается непосредственно на древних гранитах.

К востоку от Военно-Грузинской дороги мощность верхнеюрских отложений уменьшается до 600 *м*, а по р. Чирих-чай (Дагестан) падает даже до 180 *м*. В Дагестане верхнеюрские отложения обнажаются в разных местах (кроме полосы, опоясывающей предгорья), выступая в ядрах антиклиналей из-под нижнего мела

Наибольшее развитие имеет титон, выраженный песчаниками, доломитами, гипсами и являющийся резко трансгрессивным. В районе вершин Шах-даг и Шалбуз-даг (южный Дагестан) в основании титона залегают известняковые брекчии значительной мощности.

Келловей в Дагестане выделяется фаунистически лишь местами, представлен он обычно песчано-мергельной фацией.

В пределах юго-восточной части Большого Кавказа и его южного склона отложения келловея и оксфорда выделены условно, так как они фаунистически не охарактеризованы.

К нижней части верхней юры здесь условно отнесена серия терригенных, заметно карбонатных флишевых образований, залегающих стратиграфически выше ленточно-сланцевой свиты бата и ниже первых прослоев конгломератов с галькой известняков лузитана. Такое же деление недавно принято И. Р. Кахадзе (1947) для грузинской части южного склона Главного хребта.

Лузитанский ярус в указанном районе представлен зоогенными известняками с редкими *Lima semiornata* Etall., *Camptonectes virdunensis* Buv., *Chlamys caucasica* Pčel.

Кимериджский ярус представлен в юго-восточной части Большого Кавказа свитой кремнистых пород (кремнистые глинистые сланцы с прослоями известковистых песчаников и известняков), фаунистически не охарактеризованных.

Отложения титона указанного района отличаются фациальным разнообразием (пестроцветные глинистые осадки и известняки и доломиты, флишевые отложения и др.) и соответственно подразделены на ряд свит с местными наименованиями.

Возраст определяется по стратиграфическому положению и редкой фауне: *Calpionella alpina* Lor., *Radiolaria* и др.

На южном склоне Главного хребта, в юго-восточной его части, верхняя юра представлена известняково-мергельной фацией, нередко флишевого характера; фаунистически охарактеризована недостаточно. На отрезке Куткашен-Белоканы

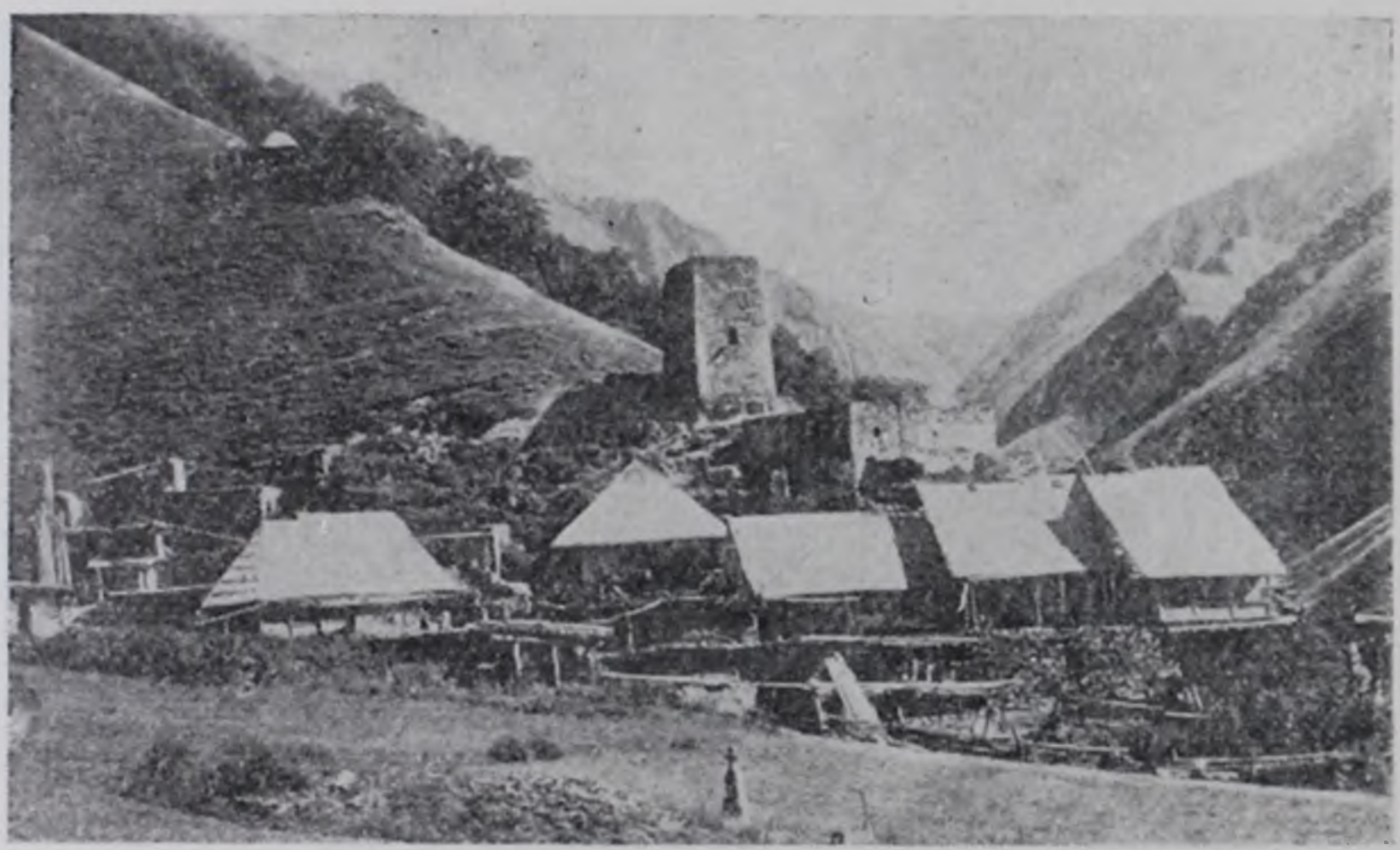


Рис. 10. Южный склон Главного хребта; правая вершина, р. Большой Лиахви, сел. Нижнее Сба (Южная Осетия). Обнажается карбонатный флиш верхней юры-нижнего мела.

в низах верхнеюрской толщи преобладают песчанистые прослои, а в верхах—органогенно-обломочные известняки.

В районе Военно-Грузинской дороги к верхней юре В. П. Ренгартеном отнесена мощная (около 1300 *м*) толща мергелей и известняков, расчлененная на ряд свит (млетская,

бахани, касарская, ципори). Одна из них—известняковая (ципори)—считается эквивалентом тигона и валанжина.

В бассейнах верхнего течения рр. Риони и Цхенис-цхали аналоги свиты ципори, с конгломератами в основании, налегают трансгрессивно на разные горизонты средней и нижней юры.

На Малом Кавказе верхняя юра имеет сравнительно небольшое площадное развитие и выражена в вулканогенной, сланцево-песчаниковой, туфогенной (келловей) и карбонатной фациях; она представлена, по-видимому, всеми ярусами, плохо охарактеризованными фаунистически.

Келловей почти всюду выражен сланцево-песчаниковой фацией. В Алавердском районе он охарактеризован *Waldheimia mandelslohi* Opp., выше—*Macrocephalites macrocephalus* Schloth., *Macrocephalites tumidus* Rein., *Aequipecten fibrosodichotomus* Kas., *Ceratomya calloviensis* Kas. и др; в самых верхах много одиночных кораллов.

В келловейских отложениях г. Кяпаз были встречены: *Macrocephalites subcompressus* Waag., *Alectryonia gregoria* Sow., *Modiola compressa* Goldf., *Mod.* cf. *aequiplicata* (?) Str. *Mod. imbricata auctorum* non (Sow.), *Cucculaea* cf. *roederi* (?) Lor., *Pholadomya* aff. *hemisphaeria* Roem., *Montlivaultia labechei* M. S. et G. H., *M. cargophyllata* Lam., *M. sessilis* Goldf.

В Дашкесанском районе в верхах толщи указывается горизонт с *Peltoceras athleta*.

В Джульфинском ущелье келловей охарактеризован *Phylloceras flabellatum* Neum., *Sphaeroceras bullatum* d'Orb., *Posidonomya dalmasi* Dum. и др.

Оксфорд представлен в Алавердском районе в вулканогенной фации с *Sowerbyceras tortisulcatum* d'Orb., а в разрезе г. Кяпаз—известковистыми туфопесчаниками и др., с *Entolium* (*Pecten*) *vitreum* Roem., *Ent.* (*Pecten*) *solidus* Roem., *Aequipecten* aff. *fibrosus* Sow. var *duplicicosta* nov. var., *Pecten* sp. nov., *Lima* aff. *corallina* Thurm., *Ostrea* (?) sp.

В Кировабадском (Гянджинском) районе отложения келловей-оксфорда не расчленены и характеризуются сле-

дующей ассоциацией форм (Т. Г. Гасанов и М. Р. Абдулкасумзаде, 1954): *Aequipecten fibrosodichotomus* Kas., *Ae. fibrosus* Sow., *Lima renevieri* Etal., *L. rigida* Sow., *L. (Plagiostoma) subrigidula* Schl., *Oxytoma inaequivalvis* Sow., *Ox. inaequivalvis* Sow. var. *borealis* Boris., *Chlamys ambigua* Münst., *Phylloceras euphyllum* Neum., *Ph. disputabile* Zitt., *Ph. mediterraneum* Neum., *Ph. isomorphum* Gemm., *Ph.* (*Sowerbiceras*) *tortisulcatum* d' Orb., *Hecticoceras lunuloides* Kil., *H. lunula* Zitt. var. *difformis* Tsyt., *H. pseudopunctatum* Lah., *Perisphinctes danubiensis* Schloth. и др.

Оксфорд—лузитан представлен известняками с *Aequipecten* ex gr. *inaequicostatus* Phill., *Limatula* ex gr. *helvetica* Opp., *Gervillia* cf. *roederi* Lor., *Spondylopecten erinaceus* Buv., *Phylloceras manfredi* Opp., *Ph.* cf. *disputabile* Zitt., *Perisphinctes* ex gr. *plicatilis* Sow. (возможно *P. cucingensis* E. Favre).

Кимеридж выражен в вулканогенной фации и охарактеризован в Дашкесанском районе главным образом кораллами: *Calamophyllia punctata* Koby, *Dictrichaetetes capilliformis* Mich. (?), *Blastochaetetes capilliformis* Diet., *Cylindrophyma millepora* Goldf., *Montlivaultia compressoides* Koby, *Heliocoenia variabilis* Koby и др., а также *Thecosmilia longimana* Quenst. (определение Н. Бендукидзе).

Титон выражен преимущественно в известняковой фации и характеризуется редкими *Pectinetites* cf. *pectinatus* Phill., *Nerynea voltzi* d'Orb., *Spongites glomeratus* Quenst., *Scyphia bronni* Münst., *Sphaerites scutatus* Quenst., *Serpula socialis* Goldf.

Далее необходимо высказаться о верхнеюрских отложениях, открытых А. А. Атабекяном (1954) по правобережью р. Агстав (Акстафа-чай) в ее среднем течении. В указанном районе ранее выделялись лишь отложения верхнего мела в вулканогенной (нижний сенон) и карбонатной (верхний сенон) фациях.

Указанный автор выделяет на участке, отграниченном двумя сбросами субмеридионального направления, отложения

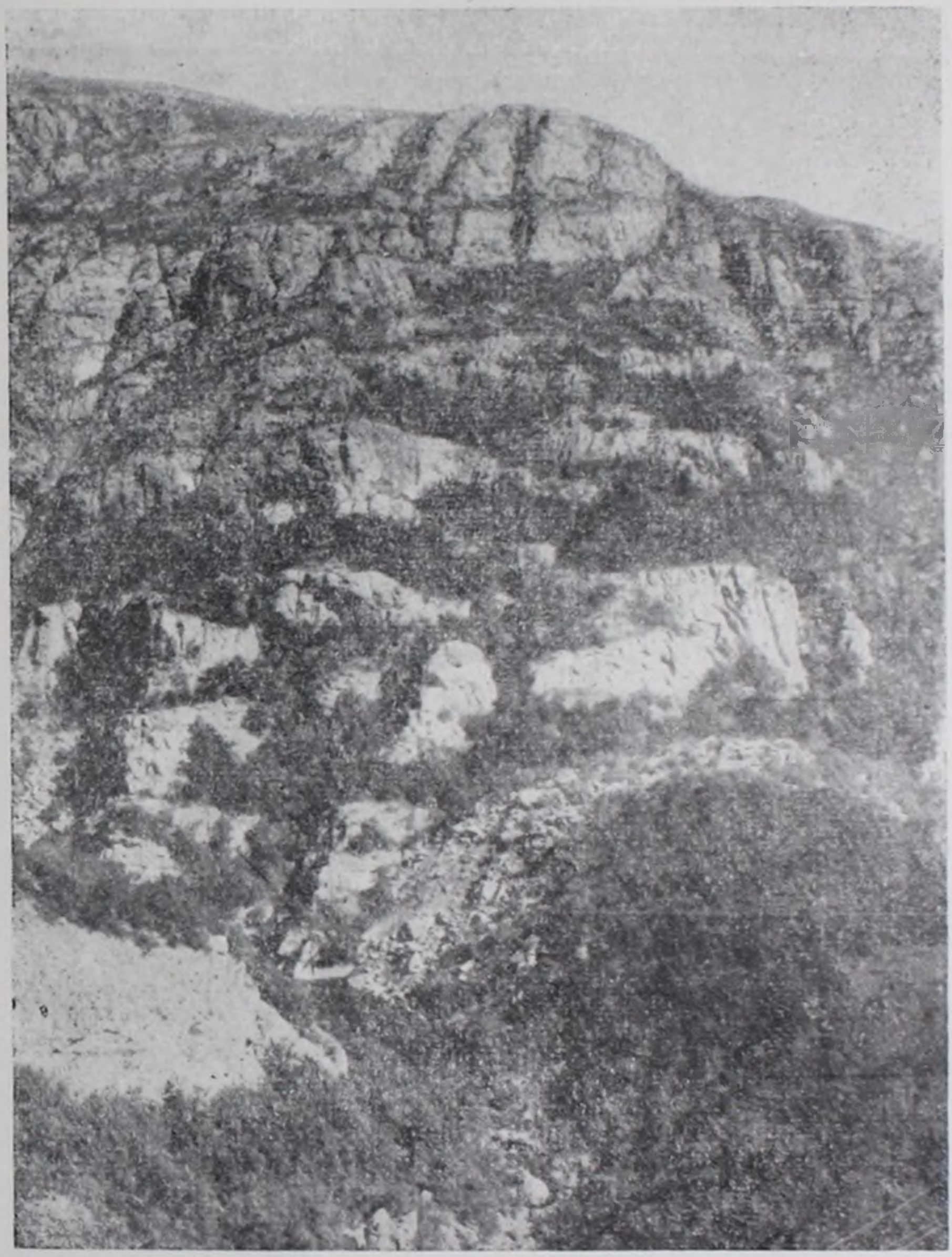


Рис. 11. Известняково-доломитовая толща горы Кяпаз (Азербайджан); лузитан-титон. Фото Ш. А. Азизбекова.

верхней юры, относимые к келловей-оксфорду (вулканогенная толща) и лузитану (карбонатная свита). Но детальная геологическая съемка этого района показала, что на южном склоне г. Сарум-сахлу отложения, относимые А. А. Атабекяном по фауне к келловей-оксфорду (раньше туронские), располагаются совершенно отчетливо (при пологом залегании) над хорошо фаунистически охарактеризованными породами альба.

Таким образом, необходимо признать, что юрская фауна Армении изучена еще далеко недостаточно. Далее следует указать, что подобное смешение верхнеюрской и верхнемеловой фаун имело место и раньше: в объяснительной записке к геологической карте Армении нами разбирается (1953) подобный случай в Кафанском районе Армении; там верхнеюрские известняки г. Тапасар-даг Г. Абихом вначале были отнесены по фауне к турону, но затем после ее переопределения (через 8 лет)—к верхней юре. Очевидно здесь имеет место явление конвергенции.

Верхнеюрские известняки являются прекрасным строительным материалом, к ним же приурочены нередко линзы алебастра. Они играют большую роль в гидрогеологии области; вследствие своей трещиноватости они являются хорошими коллекторами атмосферных осадков. Из них вытекают довольно многочисленные родники прекрасной питьевой воды, нередко с большим дебитом (в зависимости от структуры района и площади питания).

Мел

Меловые отложения Кавказа выражены в разнообразных фациях в соответствии с различными зонами их накопления; в связи с этим и полнота разрезов их также изменчивая.

На Большом Кавказе широко развиты как нижне- так и верхнемеловые отложения, опоясывающие его полностью; на Малом Кавказе развиты, главным образом, лишь верхнемеловые отложения.

Нижнемеловые отложения Большого Кавказа выражены различными морскими фациями, причем преобладают пес-

чано-глинистые отложения. Карбонатные осадки констатированы в валанжинском, готеривском и нижней части барремского ярусах по всему Северному Кавказу, развиты главным образом в Дагестане.

Значительная геологическая изученность Большого Кавказа позволила для ряда районов весьма детально разработать стратиграфические колонки меловых отложений с послойным распределением обильной фауны (В. П. Ренгартен, Д. В. Дробышев, Н. П. Луппов, А. Л. Цагарели, М. С. Эристави, А. Е. Глазунова и др.).

Это обстоятельство позволяет в настоящее время рассматривать стратиграфическую схему мела Кавказа как эталонную для территории СССР и сопоставлять с ней мело-вые разрезы всех других областей.

Нижнемеловые отложения северного склона Большого Кавказа лучше всего изучены в центральной и восточной его частях (В. П. Ренгартен, 1951). Здесь нижнемеловые отложения обладают мощностью от 740 до 1340 *м*. Упомянутый автор расчленил их по литологическим признакам и фауне на пять ярусов, а некоторые из них подразделил еще на отделы и зоны. Наиболее полные разрезы описаны в окрестностях Кисловодска и Нальчика и в долине р. Ассы.

Нижний валанжин представлен серыми песчанистыми мергелями с прослоями почковатых известняков мощностью от 12 до 180 *м*. Максимальная мощность наблюдалась по р. Фиаг-дону. Характеризуется главным образом аммонитами—*Spiticeras* (*Negreliceras*) *negreli* Math., *Rjasanites rjasanensis* Nik., *Thurmania* cf. *boissieri* Pict., *Protacanthodiscus* cf. *malbosi* Pict., *P. transfigurabilis* Bogosl., а также большим количеством пелеципод, брахиопод и морских ежей (*Toxaster granosus* d'Orb. и др.).

Средний и верхний валанжин представлен грубослоистыми, иногда доломитизированными известняками мощностью от 120 до 213 *м*. В них встречены: *Pycnodus couloni* Agass., *Thurmannia* cf. *thurmanni* Pict., *Leviathania gerassimovi* Pčel., *Phasianella peroni* Choff., *Aporrhais valanginensis* Pict. et Camp., *Nerinea renngarteni* Pčel., *Pholadomya valangiensis* Pict. et Camp. и многие новые виды гастропод, пелеципод и брахиопод.

На юго-восточной оконечности Большого Кавказа, в Дибрарском районе, валанжин представлен песчаными и грубообломочными отложениями (бабадагская и нардаранская свиты) мощностью до 1500 *м*. Здесь встречены: *Berriasella calisto* d'Orb., *B. obtusenodosa* Ret., *B. andrussovi* Ret., *B. euxina* Ret., *Thurmannites* cf. *rarefurcatus* Pict., *Neocomites suboccitanicus* Ret., *Dalmasiceras* cf. *crassicostatum* Djan. Из фораминифер в них распространена *Calpionella alpina* Lorenz.

Готеривский ярус указанного отрезка северного склона Большого Кавказа выражен песчано-глинистыми отложениями с богатой пелециподовой фауной; значительно реже встречаются аммониты.

Нижний готерив характеризуется следующими формами: *Polyptychites* cf. *euryptychoides* Spath, *P.* cf. *oerlinghusanus* Weerth., *Bidichotomites bidichomus* Leym., *Neocraspedites grotriani* Weerth., *Astieria astieri* d'Orb., *A. klaatschi* Weg., *Liticoceras planicosta* Koen., *L. bifalcatum* Koen., *Acanthodiscus radiatus* Brug., *Oosterella cultrata* d'Orb., *Proscala neocomiensis* Lor., *Panopaea recta* d'Orb., *Pholadomya minuta* Lor., *Holaster grasi* d'Orb.

Верхний готерив охарактеризован в нижней своей части—*Holcodiscus incertus* d'Orb., *Crioceratites nolani* Kil., *Cr. sablieri* Ast., *Aegocrioceras seeleyi* Neum. et Uhl., *Leopoldia leopoldi* d'Orb., *L. lorioli* Baum., а в верхней—*Simbirskites inversus* M. Pavl., *Sim. subinversus* M. Pavl., *Sim. coronatiformis* M. Pavl., *Sim.* cf. *iburgensis* Weerth., *Sim. inostranzewi* Kar., *Sim. zitteli* Kar., *Oxyteuthis jasikowi* Lah.

Для готерива в целом здесь известно множество гастропод, пелеципод, брахиопод, морских ежей и пр.

Для окрестностей гор. Нальчика, где аммониты встречаются чаще. В. П. Ренгартен выделяет в готериве шесть зон.

В Дагестане фауна готеривских отложений становится беднее, границы яруса проводятся условно. В качестве руководящих форм там принимают для нижнего готерива—*Phyllobrissus renaudi* Desor., для верхнего—единичную находку *Simbirshites* sp. ex gr. *S. inversus* M. Pavl.

Барремский ярус выражен песчано-глинистыми отложениями, всегда известковистыми, с прослоями песчанистых известняков. В составе фауны преобладают пелециподы: более редкие находки аммонитов позволяют установить наличие двух подъярусов.

Нижний баррем характеризуется следующими формами: *Simbirskites kowalewski* A. Pavl., *Craspedodiscus subphillipsi* Weerth., *Pseudothurmannia angulicostata* d'Orb., *Ps. stanislasi* Torc., *Pleurotomaria orbensis* Pict. et Camp., *Tylostoma depressum* Pict. et Camp.

Верхний баррем характеризуется: *Lytoceras simpheropolitanum* Kul.—Vor., *Phyllopachyceras prendeli* Kar., *Barremites vocontius* Sayn, *Matheronites* cf. *jeraudi* d'Orb. *Crioceras plicatum* Koen., *Cr. barremense* Kil., *Paracrioceras emerici* d'Orb., *Par. denckmanni* Koen., *Hemicrioceras rude* Koen., *Ancyloceras hammatoptychum* Uhl., *Heteroceras astieri* d'Orb., *Het. obbiquatum* d'Orb., *Het. (Imerites) giraudi* Kil.

В Дибрарском районе юго-восточного Кавказа, где развиты флишеподобные песчано-глинистые отложения (халчайская свита и др.), руководящая фауна верхнего баррема была встречена лишь в глыбах зоогенных известняков—*Requienia gryphoides* Math., *Monopleura urgonensis* Math., *Mon. imbircata* Math. и *Agria marticensis* d'Orb.

Аптский ярус почти на всем северном склоне Большого Кавказа представлен терригенными отложениями (известковые глины—песчаники разной крупности зерна), с хорошо охарактеризованными аммонитами. В наиболее детально изученных разрезах Кисловодска и Нальчика аптские отложения подразделены В. П. Ренгартеном по аммонитам на шесть зон: 1—зона с *Matheronites ridzewskyi* Kar., *Tropaeum hillsi* Sow., *Imerites densecostatus* Renng.; 2—зона с *Deshayesites dechyi* Papp. и *Desh. weissi* Neum. et Uhl.; 3—зона с *Dufrenoya subfurcata* Kasan. и *D. furcata* Sow. (нижний апт); 4—зона с *Colombiceras gargasense* d'Orb. и *Col. crassicostatum* d'Orb.; 5—зона с *Parahoplites melchioris* Anth. и *P. subcampichei* Sinz. и 6—зона с *Acanthoplites aschiltaensis* Anth. и *Ac. evolutus* Sinz. (верхний апт).

Границы между горизонтами и подъярусами апта, а также между аптом и альбом проводятся исключительно по фауне; фации более или менее одинаковы.

В юго-восточной части Большого Кавказа фаунистическое обоснование для выделения нижнего и верхнего апта еще недостаточно и опирается на находки белемнитов. Нижний апт характеризуется тем, что в нем, наряду с белемнитами, обычными в обоих его отделах, присутствуют еще *Mesohibolites* cf. *beskidensis* Uhl., более распространенный в барреме. Для выделения верхнего апта можно опираться на находки *Neohibolites ewaldisimilis* Stoll., *N. cairicus* Nats. и *N. notus* Mischun.

Богатые аммонитами фации апта встречаются в пределах Абхазии и центральной Грузии. Там получают большое развитие специальные и общие со Средиземноморской провинцией виды *Ancyloceras*. Характерно также почти полное отсутствие гастропод, бедность и однообразие пелециподовой фауны.

Альбский ярус Северного Кавказа разделен на три подъяруса, в каждом из которых выделен ряд фаунистических зон (горизонтов). Нижний альб представлен всюду песчаными отложениями, средний и верхний—глинисто-мергельными, обычно черной окраски. Аммонитовые зоны, различаемые в разных разрезах Северного Кавказа, распределяются, по новейшим данным А. Е. Глазуновой (1951—1953), следующим образом.

Нижний альб: 1—зона с *Hypacanthoplites nolani* Seun., 2—зона с *Hypacanthoplites jacobi* Coll. и *Hyp. tscharlokensis* Glasun., 3—зона с *Leymeriella tardefurcata* Leym. и *L. bogdanovitschi* (Nats.) Glasun.;

Средний альб: 4—зона с *Douvilleiceras mammillatum* Scloth., 5—зона с *Hoplites dentatus* Sow., 6—зона с *Anahoplites daghestanensis* Glasun.;

Верхний альб: 7—зона с *Hysteroceras orbignyi* Spath, *H. serpentium* Spath, *H. binum* Sow., 8—зона с *Pervinquieria inflata* Sow.

В юго-восточной части Большого Кавказа альбские отложения представлены неполно (южный Дагестан, Шах-

даг). Здесь сохранились только остатки верхнеальбских отложений с *Pervinquieria inflata* Sow., *Neohibolites stylioides* Renng., *Aucellina gryphaeoides* Sow. и др.

Общая мощность нижнемеловых отложений, наибольшая в центральном Дагестане (1255 *м*), уменьшается как к северу (по р. Самуру—320 *м*), так и к югу (г. Шах-даг—300 *м*).

В заключение описания нижнемеловых отложений центральной и северо-восточной частей северного склона Большого Кавказа следует указать, что образования нижнего мела в идентичных фациях встречены также в глубоких скважинах на территории Прикаспийской низменности.

Здесь констатированы апт-альбские отложения, в достаточной степени еще не изученные. Однако следует отметить, что, по данным Т. А. Мордвилко (1951—1952, 1955), существует вполне установленное „сходство нижнемеловых отложений скважины Артезиан с таковыми южной части Эмбинского района и Северного Кавказа".

В частности, аптские отложения скважины Артезиан по своему литологическому составу и фауне обнаруживают наибольшее сходство с породами апта южной части Эмбинского района, при наличии отдельных горизонтов (слои с *Cardium ibbestoni* Forbes, apt_2, а также прослой кварцевого галечника в основании apt_1,) четко прослеживаемых в разрезах Северного Кавказа.

Альбские же отложения скважины Артезиан можно сравнивать только с таковыми Северного Кавказа.

Общим для них является трансгрессивный характер клансейского горизонта, регрессивный—тардефуркатового горизонта нижнего альба и трансгрессивный—верхнего и среднего альба. Для Эмбинского района отмечается обратное соотношение, а именно: регрессивный характер клансейского горизонта, трансгрессивный тардефуркатового и регрессивный—верхне- и среднеальбских отложений.

В районе юго-восточного окончания Большого Кавказа отложения валанжина представлены в различных фациях (известняки, мергели, флишевые образования), почему они выделены там литологически в свиты под местными названиями (бабадагская, халтанская); местами хорошо охарактеризованы фаунистически (р. Гильгин-чай).

К готеривскому ярусу отнесена толща темно-серых глин, чередующихся с прослоями светлых, желтовато-белых мергелей и заключающих конкреции сидеритов. Породы содержат характерные белемниты, а также обильную микрофауну.

Барремские отложения на юго-востоке погружения Большого Кавказа имеют большое распространение; представлены они характерной перемежающейся толщей (700—1000 *м*) глин и мергелей, охарактеризованных богатой фауной, отличающейся чрезвычайно малыми размерами отдельных форм („карликовая" фауна), отнесенной к апту и верхнему баррему.

В зоне Шах-дага баррем выражен переслаиванием зоогенных, оолитовых и псевдоолитовых известняков и серых песчанистых глин. Содержат обильную характерную фауну.

Аптские отложения юго-восточной части Большого Кавказа представлены так же, как и барремские, в различных фациях, выделяемых в свиты под местными наименованиями (халчайская, ханагинская и др.). Преобладают обычно глины и мергели, местами пестроокрашенные. В низах толщи (нижний апт) в глинах часто присутствуют крупные мергельные и мергельно-известняковые септарии, иногда имеющие причудливую форму.

Встречены характерные белемниты, а также обильная фауна фораминифер, определенных Д. А. Агаларовой.

Альбские отложения описываемого района также представлены в разных фациях (алтыагачская и кюлюлинская свиты), состоящих из разнообразных глин, песчаников, сланцев и др. в различных сочетаниях. Характеризуются *Neohibolites minor* Stolley, *N. minimus* List., *N. strombecki* Müll., *N. stylioides* Renng., *Aucellina gryphaeoides* Sow. и др.

Во флишевой зоне южного склона Главного хребта аналоги альбского яруса выделяются условно; расчленение нижнемеловых песчано-глинистых и мергелистых осадков громадной мощности (1500—2000 *м*) произведено в основном по литологическим признакам. Выделенные под местными названиями свиты лишь приблизительно сопоставляются между

собою и с общепризнанными ярусами нижнего мела. Наиболее обширную площадь нижнемеловой флиш занимает в Кахетии и в районе Военно-Грузинской дороги, где он участвует в интенсивной складчатости.

В районе Военно-Грузинской дороги В. П. Ренгартеном отнесена к альбу верхняя часть (500 *м*) глинисто-сланцевой свиты дгнали (без фауны) и часть (150 *м*) пестроцветных аргиллитов (свиты павлеури и нафгис-хеви) с *Aucellina gryphaeoides* Sow.

К западу от района Кавказских Минеральных Вод разрез нижнемеловых отложений начинает испытывать существенные изменения (по фациям и мощностям).

По р. Кубани нижнемеловые отложения трансгрессивно перекрывают лагунную свиту титона. Разрез нижнего мела здесь следующий:

1 — Валанжин. Доломитизированные известняки с *Berriasella* sp.

2 — Готерив-баррем. Песчанистые глины.

3 — Апт. Глауконитовые песчаники и песчанистые глины с *Deshayesites deshayesi* Leym., *Oppelia nusoides* Sarasin и др.

4 — Альб. Черные тонкослоистые глины с *Neohibolites minimus* List. и др.

Далее к западу некоторые ярусы и горизонты отсутствуют (будучи размыты), другие переходят во флиш. В Лабинской антиклинальной области альбские отложения перекрывают трансгрессивно верхнюю юру, но представлены всеми тремя подъярусами (при сокращенной мощности).

Нижнемеловые отложения северо-западного окончания Главного Кавказского хребта резко отличаются от одновременных им отложений более восточных районов Северного Кавказа. Наиболее характерные особенности этого типа отложений — огромная мощность, достигающая 4000—5000 *м*, и преобладание в разрезе весьма однообразных пелитовых осадков, известных в литературе под названием сидеритовых глин. Существенно отличаются эти отложения по составу ископаемой фауны, среди которой почти совершенно отсутствуют характерные для центральных районов Северного Кавказа комплексы донных животных.

Указанная область северо-западного Кавказа была в последние годы детально исследована Н. П. Лупповым (1952), давшим следующее стратиграфическое расчленение ее нижнемеловых отложений.

Валанжин. Представлен глыбовыми конгломератами, глинами, мергелями, известняками и песчаниками; отмечается переход осадков с юго-запада на северо-восток в более прибрежные фации. Далее к востоку отложения валанжина выпадают из разреза. Расчленен на три подъяруса с двумя фаунистическими горизонтами: 1—горизонт с *Berriasella subrichteri* и *Protocanthodiscus* ex gr. *euthymi* и 2—горизонт с *Kilianella* cf. *pexiptycha* и *Conobelus conicus*. Характеризуется следующей фауной: *Berriasella* ex gr. *calisto* d'Orb., *Ber.* ex gr. *privasensis* Pict., *Ber. subrichteri* Ret., *Ber. pontica* Ret., *Ber. subchaperi* Ret., *Ber. obtusenodosa* Ret., *Protacanthodiscus* aff. *euthymi* Pict., *P.* aff. *transfigurabilis* Bogosl., *P. malbosi* Pict., *P. corjeli* Grig., *P. renngarteni* Grig., *P.* aff. *perornatus* Ret., *P. (Pomeliceras) breveti* Pomel., *Beriasella (Rjasanites)* aff. *rjasanensis* (Wen.) Nik., *B. (R.)* aff. *subrjasanensis* Nik., *Blanfordiceras*, *Dalmasiceras* aff. *dalmasi* Pict., *Neocomites neocomiensis* d'Orb., *N. teschenensis* Uhl., *Kilianella* aff. *pexiptycha* Uhl., *Spiticeras* Uhl., *Platilenticeras* aff. *heteropleurum* Neum. et Uhl., *Lamellaptychus didayi* Coq., *Conobelus conicus* Bl., *C. extinctorias* Rasp., *Aucella volgensis* Lah., *Rhynchonella multiformis* Roem., *Peregrinella* sp., *Toxaster* cf. *granosus* d'Orb.

Готерив (и нижняя зона баррема). Представлен сидеритовыми и другими глинами, песчаниками, песками и галечниками; отмечается невыдержанность разреза, характерная для прибрежных и дельтовых фаций. Расчленен на два подъяруса с тремя фаунистическими горизонтами: 1—горизонт с *Acanthodiscus* cf. *stenonotus*, 2 — горизонт с *Crioceratites duvali* и *Simbirskites* (*Speetoniceras*) *inostranzewi* и 3—горизонт с *Simbirskites* ex gr. *decheni* и *Pseudothurmannia* (захватывает часть нижнего баррема). Встречена следующая фауна: *Crioceratites duvali* Lev., *Cr. munieri* Saras et Schönd., *Cr. elegans* d'Orb., *Cr. kiliani* Simion, *Pseudothurmannia pseudomalbosi* Saras et Schönd, *Sim-*

hirskites (*Speetoniceras*) *inostranzewi* Karak., *Simb. decheni* Roem., *Simb.* (*Craspedodiscus*) *discofalcatus* Lah., *Simb. auerbachi* Eichw., *Phyllopachyceras winkleri* Uhl., *Ph. rouganum* d'Orb. (*Ph. eichwaldi* Karak.), *Lytoceras* cf. *sutile* d'Orb., *Lyt.* cf. *raricinctum* Uhl., *Lyt.* cf. *subsequens* Karak., *Acanthodiscus* cf. *stenonotus* Baumb., *Distoloceras* sp., *Barremites*, *Polyptychites*, *Lamellaptychus angulicostatus* Pict. et Lory *Lam. seranonis* Coq., *Laevaptychus* cf. *latus* Voltz., *Nucula*, *Nuculana*, *Modiola*, *Variamussium alpinum* d'Orb., *Exogyra*, *Trigonia*, *Lima* и др.

Баррем (без зоны *Pseudothurmannia angulicostata*). Представлен сидеритовыми глинами, песчаниками (фонарская фация) и песчано-конгломератовыми отложениями; увеличение крупности терригенного материала намечается в восточном направлении. Расчленен на два подъяруса с выделением двух фаунистических горизонтов: 1—горизонт с *Barremites tenuicinctus* и *Holeodiscus* ex gr. *caillaudianus* и 2—горизонт с *Barremites* cf. *hemiptychus*.

В составе фауны продолжают сохранять руководящее значение аммониты, но большое развитие получают также пластинчатожаберные и брюхоногие. В указанных отложениях встречены: *Barremites* cf. *subdifficllis* Karak., *Bar.* cf. *hemiptychus* Kil., *Bar.* sp. ind. (*difficilis* d'Orb. ?), *Bar. psilotatus* Uhl., *Bar. tenuicinctus* Saras et Schönd., *Bar. fallaciosus* Kil., *Puzozia* (?) ex gr. *neumayri* Haug, *Saynella*, *Holcodiscus*, *Silesites*, *Pulchellia*, *Phylloceratidae*, *Lytoceras* sp. n. aff. *puezanum* Haug, *Lyt.* sp. ind. (*densifimbriatum* Uhl. ?), *Crioceratites* aff. cf. *emerici* Lev., *Ancyloceras* (?) cf. *zitteli* Uhl., *Pictetia langispina* Uhl., *Ptychoceras*, *Leptoceras*, *Hamulina*, *Nautilus plicatus* Fitton, *N.* aff. *bifurcatus* Oost., *Mesohibolites uhligi* Schwetz., *Nucula*, *Nuculana*, *Corbula*, *Astarte*, *Grammatodon*, *Cyprimeria*, *Cyprina*, *Cardium*, *Plicatula*, *Exogyra*, *Perna*, *Trigonia abichi* Anth. var. *renngarteni* Mordv., *Tr.* cf. *inguschensis* Renng., *Neithea daghestanica* Renng., *Terebratula*, *Rhynchonella* (*Rh.* cf. *gibbsiana* Park.), *Holaster* (?) и др.

Нижний апт. Представлен сидеритовыми глинами, песчаниками и песчано-глинистыми отложениями. Выделено два фаунистических горизонта: 1—горизонт с *Matheronites* cf. *ridzewskyi* и *Cheloniceras* ex gr. *albrechti-austriae* и 2—горизонт с *Deshayesites* ex gr. *deshayesi* и *Pseudohaploceras matheroni* var. *caucasica*.

Встречены *Deshayesites dechyi* Papp., *D.* aff. *deshayesi* Leym., *D.* aff. *latilobatus* Sinz., *D.* aff. *consobrinoides* Sinz., *Cheloniceras albrechti-austriae* Uhl., *Ch.* ex gr. *cornueli* d' Orb., *Pseudohaploceras* ex gr. *matheroni* d' Orb., *Phylloceras* ex gr. *thetis* d' Orb., *Phyllopachyceras* ex gr. *infundibulum* d' Orb., *Costidiscus*, *Aconeceras*, *Matheronites* cf. *ridzewskyi* Karak., *Ancyloceras*, *Ptychoceras*, *Nautilus* aff. *neocomiensis* d' Orb., *Mesohibolites*, *Duvalia (grasiana* d' Orb.), *Nucula*, *Trigonia*, *Astarte*, *Plicatula*, *Terebratula*, *Rhynchonella*, *Zeilleria* и др.

Верхний апт. Представлен глауконитовыми глинистыми песками с конкрециями (белореченская фация), сидеритовыми глинами, песчано-глинистыми отложениями и песчаниками (дольменной свиты). Выделены три фаунистических горизонта: 1—горизонт с *Cheloniceras subnodoso-costatum*, 2—горизонт с *Parahoplites melchioris* и *Acant oplites (Colombiceras) tobleri*, 3—горизонт с *Acanthoplites aschiltaensis*.

Здесь встречены *Parahoplites melchioris* Anth., *Acanthoplites (Colombiceras) tobleri* Jacob, *Ac.* (C.) aff. *crassicostatus* d' Orb., *Ac. aschiltaensis* Anth., *Cheloniceras subnodosocostatum* Sinz., *Diadochoceras* aff. *nodosocostatum* d' Orb., *Uhligella zürcheri* Jacob, *Desmoceras akuschaense* Anth., *Aconeceras*, *Phylloceras goreti* Kil., *Ph. velledae* Mich., *Lytoceras voronzovi* Sperk. (*L. belliseptatum* Anth.), *Tetragonites*, *Jaubertella*, *Cicatrites hokodzensis* Luppov, *Tropaeum* (?) aff. *carinato-verrucosum* Sinz., *Ammonitoceras pavlowi* Was., *Ptychoceras* sp., *Hamites* sp., *Nautilus subalbensis* Sinz., *Neohibolites wollemanni* Stoll., *N. inflexus* Stoll., *N. aptiensis* Stoll., *Claviscala*, *Cirsoeerithium*, *Actaeon*, *Avellana*, *Cucullaea glabra* Park., *Trigonia subnodosa* Mordv., *Venilicardia triangulata*

Mordv., *Gervillia extenuata* Eichw., *Nucula*, *Nuculana*. *Corbula*, *Pecten*, *Thetironia*, *Aucellina*.

Нижний альб. Представлен глауконитовыми песками и глинами с конкрециями песчаника, сходными с подстилающими их отложениями верхнего апта, отличающиеся большей крупностью терригенного материала.

Выделены два фаунистических горизонта: 1—горизонт с *Acanthoplites nolani* и 2—горизонт с *Leymeriella tardefurcata*.

Встречена следующая фауна: *Acanthoplites* ex gr. *aschiltaensis* Anth., *A.* ex gr. *trautscholdi* Sim., Bac. et Sorok., *A.* ex gr. *bigureti* Seun., *A.* ex gr. *nolani* Seun., *A.* (*Hypacanthoplites*) *milletianus* d' Orb., *Phylloceras* ex gr. *thetis* d' Orb., *Saifeldiella* ex gr. *guettardi* Rasp., *Tetragonites*, *Desmoceras* aff. *akuschaense* Anth., *Puzozia*.

Средний и верхний альб. Представлен темными глинами, песчаниками, песчанистыми глинами и другими породами.

Выделены соответственно два фаунистических горизонта: 1—горизонт с *Neohibolites minimus* и *Hoplites* ex gr. *dentatus* и 2—горизонт с *Aucellina gryphaeoides*.

Характеризуются *Hoplites* cf. *dentatus* Sow., *Hamites*, *Neohibolites minimus* List., *Parahibolites pseudoduvalia* Sinz., *Aucellina gryphaeoides* Sow., *Inoceramus concentricus* Park., *Lucina*, *Astarte*, *Exogyra* cf. *canaliculata* Sow.

Нижнемеловые отложения в Азово-Кубанской впадине вскрываются в ряде буровых скважин на глубинах, возрастающих в южном направлении: от 604 м (ж.-д. ст. Каял) до 2366 м (ст. Выселки). Мощность этих отложений (апт-альб и альб-сеноман) меняется соответственно от 20 м на севере до 450 м на юге; в скважинах Ростова и Таганрога нижнемеловые отложения отсутствуют. Таким образом, вероятная северная апт-альбская суша располагалась где-то в районе Таганрогского залива и далее к северо-востоку.

Представлены нижнемеловые отложения в скважинах на территории указанной впадины, мергелями с редкими прослоями песчаников и глин; на северо-западе же упомянутой впадины отложения этого возраста имеют прибрежный характер (песчаники и сланцы с растительными остатками).

В области Ергеней нижнемеловые отложения известны только в их юго-восточной части, где в скважинах Белоглинской структуры условно выделяется, по указанию Г. Н. Родзянко, апт-альб (мощностью 206 м), представленный песчаными сланцами и алевролитами с прослоями песков и глин.

В северо-западной части южного склона Главного хребта, в Сухумо-Душетской зоне, мел представлен полным разрезом, а в Колхиде—лишь средним и верхним отделами. В целом в северо-западной части Грузии (на Грузинской глыбе) меловые отложения выражены карбонатными мелководными фациями: неринеевыми доломитизированными известняками валанжина-готерива: ургонскими известняками баррема (с *Requienia ammonia* Goldf., *Monopleura trilobata* d' Orb., *Mon. varians* Math. и др.); мергелями и глинистыми известняками апта: мергелями, глинами, глауконитовыми песчаниками и в некоторых местах туфогенными образованиями альба: глауконитовыми песчаниками и известняками, мергелями и вулканогенными образованиями сеномана; белыми и красноватыми, криптозернистыми, тонкослоистыми известняками с красными кремневыми стяжениями и вулканогенными породами турон-коньяк-сантона; пелитоморфными, нередко литографскими глинистыми известняками и известняками сантона-маастрихта и, наконец, зернисто-кристаллическими, иногда мелоподобными, известняками и мергелями датского яруса.

В западной части Абхазии и в Сочинском районе меловые отложения представлены переходными фациями от Грузинской глыбы—к флишевым образованиям геосинклинали южного склона.

В Сухумско-Душетской зоне нижнемеловые отложения залегают большей частью трансгрессивно и начинаются базальными образованиями. В восточной части Абхазии нижний мел залегает согласно на титоне и подразделяется на следующие горизонты:

1—с *Lytoceras* cf. *quadrisulcatum* d' Orb., *Astieria* cf. *drumesis* Sayn и *Zeilleria abchasica* Nutz.

2—*Thurmannia thurmanni* Pict. et Camp. и *Exogyra subsinuata* Leym.

3—с *Hibolites prodromus* Schv. и *Exogyra subsinuata* Leym. var. *falciformis* Leym.

4—с *Hibolites longior* Schv., *Hib. subfusiformis* Rasp., *Hib. jaculum* Phil., *Crioceratites* cf. *duvall* Zew. и *Neocomites amblygonius* N. et Uhl.

В Сочинском районе отложения древнее барrема не констатированы; там же не обнаружен апт.

В Колхидской зоне нижнемеловые отложения представлены альбскими карбонатными глинами с ауцелинами, глинистыми мергелями и реже туфогенными песчаниками (антиклинали Уртинская и Сатанджио).

Общая мощность нижнего мела указанной зоны около 350—400 м, из которых большая часть приходится на известняки баррема.

Нижнемеловые отложения Малого Кавказа имеют весьма ограниченное развитие; слагают небольшие, большей частью изолированные площади, уцелевшие от трансгрессий верхнемелового времени.

После крупной орогенической фазы верхнеюрского (?) времени отложения валанжин-готерива на большей части этой территории, по-видимому, вовсе не накоплялись. Позднее региональное распространение имела трансгрессия верхнебарремского времени.

В районе Дзирульского кристаллического массива разрез нижнего мела начинается с верхнего ургона; к югу от него, в Триалетском хребте, известны только выходы альба, представленного вулканогенной фацией.

В северной Армении нижнемеловые отложения представлены альбом и частью аптом, выраженными осадочно-вулканогенной фацией. На крайнем северо-западе Армении, в Ноемберянском районе, по данным А. А. Атабекяна (1954), средний альб характеризуется *Trigonia daedalea* Park., *Ditrupa craciata* Nic., *Inoceramus concentricus* Park., *In. anglicus* Woods, *Itruvia* sp.

В отложениях верхнего альба встречены: *Anisoceras armatum* (Sow.), *An. picteti* Spath., *Kossmatella agassizi* Pict., et Roux, *Hamites* cf. *compressus* Sow., *H.* ex gr. *gibbosus* Sow., *Turrilites hugardianus* d' Orb., *Puzosia sharpei* Spath., *Puz. quenstedti* Par. et Bon., *Stoliczkaia rhamno-*

nota (Seeley), *Scaphites* cf. *simplex* Jukes-Brown., *Hysteroceras orbignyi* (Spath), *H. carinatum* Spath, *H.* aff. *varicosum* (Sow.), *Prohysteroceras* (*Goodhallites*) cf. *goodhalli* (Sow.), *Pervinquieria armenica* Atab., *P.* cf. *inflata* Sow. *Barbatia* ex gr. *cottaldi* d' Orb., *Aucellina gryphaeoides* Sow.

Далее к юго-востоку, в Шамшадинском районе АрмССР, в окрестностях сс. Верхний Агдан — Берд, вдоль левобережья р. Тауз-чай, наблюдается хорошо обнаженный стратиграфический контакт юры и нижнего мела, детально закартированный нами совместно с Г. Т. Тер-Месропяном. Здесь, в районе сс. Наур, Берд, Мосесгюх, Норашен, протягивается в широтном направлении полоса известняков, располагающихся резко трансгрессивно и с большим угловым несогласием на вулканогенной толще нижней (кварцевые порфиры) и средней юры.

Кверху эти известняки фациально сменяются мощной (до 600 м) вулканогенной толщей, среди которой на разных горизонтах встречены прослои известняков, подобных таковым основания толщи. Эти известняки также фациально связаны с вулканогенной толщей, выклиниваясь (фациально) в одних местах и затем появляясь на их продолжении или кулисообразно смещаясь. В общем эта толща является результатом накопления одного седиментационного смешанного осадочно-вулканогенного цикла.

В известняках основания толщи была собрана в разное время фауна, большинство форм которой являлись нейтральными; лишь одна форма—*Pecten robinaldi* d' Orb. указывала на возможность присутствия здесь нижнего мела.

Нами была встречена впервые (1940) фауна в самом основании бертских известняков (над базальными конгломератами); среди этой фауны В. П. Ренгартеном были определены: *Exogyra caucasica* Mordv., *Pecten (Camptonectes) matheronianus* d' Orb., *Lima (Plagiostoma) subrigida* Roem. и *Neithea morrisi* Pict. et Renev., характеризующие верхи апта.

В полном соответствии с таким заключением находится констатирование А. А. Атабекяном (1954) стратиграфически выше, в перекрывающих известняки туфопесчаниках, харак-

терной среднеальбской фауны: *Exogyra caucasica* Mordv., *Ex. latissima* Lam., *Inoceramus concentricus* Park., *In. anglicus* Woods, *Neithea quinquecostata* Sow. и др., а также многочисленные тригонии, среди которых Т. А. Мордвилко определены—*Trigonia coquandi* d' Orb., *Tr. daedalea* Park., *Tr.* aff. *aliformis* Lyc., *Tr.* aff. *upwarensis* Lyc.

В 1950 г. В. П. Ренгартеном в этих же отложениях были встречены *Inoceramus* cf. *anglicus* и *In. salomoni* d' Orb. var. *agdanensis* Mordv., указывающие на альбский возраст вмещающих слоев.

Стратиграфически еще выше А. А. Атабекяном были собраны многочисленные *Aucellina gryphaeoides* Sow. и редкие экземпляры *Kosmatella agassizi* Pict., *Puzozia* sp. ind., *Hamites* sp. ind, *Neohibolites* sp., характеризующие верхний альб (первые две формы).

Летом 1956 г. Ю. А. Мартиросян (Инст. геол. наук АН АрмССР) в туфопесчаниках района сел. Верхний Агдан, относившихся ранее к альбу, была собрана довольно богатая в видовом отношении фауна брахиопод, пелеципод, гастропод и аммонитов. Среди последних два вида, определенные В. Л. Егояном (1957), относятся к двум различным родам, согласно указывающим на верхнеаптский возраст включающих их отложений.

Эти аммониты (*Parahoplites melchioris* Anth. var. *lata* Eg. и *Diadochoceras* (?) *armenicum* Eg.) интересны не только по их стратиграфическому значению, но еще и потому, что представители этих родов до сего времени из меловых отложений Малого Кавказа не упоминались. Они довольно широко распространены на Северном Кавказе, на Мангышлаке и в Копет-даге. Эта находка указывает на существование миграционных связей фауны верхнеаптского бассейна северной зоны Малого Кавказа с вышеупомянутыми соседними регионами.

В. П. Ренгартен (1953), отрицавший наличие в районе сел. Верхний Агдан фаунистически охарактеризованных отложений древнее нижнего альба, считал, что меловая морская трансгрессия в северной зоне Малого Кавказа началась лишь в альбе.

Таким образом, апт-альбский возраст бертских известняков и связанный с ними бертской вулканогенной толщи не может вызывать сомнений. Между тем В. П. Ренгартен (1953, стр. 5) относит эту толщу к титону, на основании встреченных им западнее сел. Берд кораллов и редких пелеципод, среди которых два вида—*Pecten* и крупные—*Trichites* он считает „достаточно близкими к титонским формам", поскольку ему неизвестны представители рода *Trichites* в отложениях моложе нижнего готерива.

Более крупные выходы апт-альбских отложений известны дальше к юго-востоку, вдоль предгорий Малого Кавказа, в районе сел. Верхний Агджакент и далее к юго-востоку, в Карабахском районе. На крайнем юго-востоке Малого Кавказа, в зоне его погружения, осадочно-вулканогенные отложения альба периклинально опоясывают Восточно-Карабахский хребет, залегая трансгрессивно на породах средней и верхней юры. Здесь встречены: *Turrilites bergeri* Brongn., *Puzozia communis* Spath, *Pervinquieria inflata* Sow., *Aucellina gryphaeoides* Sow., *Inoceramus concentricus* Park. и др. (определения В. П. Ренгартена).

В бассейне р. Воротан (Базар-чай), в районе сел. Аликули-ушаги полный (?) разрез нижнего мела открыт впервые Г. Абихом (1867); впоследствии он уточнен другими исследователями, обосновавшими здесь по фаунистическим данным наличие валанжин-готерива, верхнего баррема, нижнего и верхнего подъярусов апта. Фаунистически охарактеризованные альбские отложения были в этом районе впервые установлены А. Г. Халиловым (1956), несколько южнее, в окрестностях сел. Сараллы Хаштаб.

Представлен здесь альб всеми тремя отделами; выражен глубоководной фацией разнообразных песчаников, мергелей и известняков. Район указанного селения является единственным пунктом во всей восточной части Малого Кавказа, где впервые обнаружены фаунистически охарактеризованные нижнеальбские отложения (встречены *Acanthoplites trautscholdi* Sim., Bac. et Sor., *Nypacanthoplites* cf. *jacobi* Coll. var. *presusla* Glasun., являющиеся руководящими видами, и ряд других форм).

К югу от этого разреза нижнемеловые отложения прослеживаются в Кафанский район Армении и далее к юго-востоку до р. Аракс; ими сложены синклинальные вершины хребта Хусгуп. Указывавшиеся В. П. Ренгартеном (1941) в районе сел. Зейва отложения апта, охарактеризованные приведенным им списком 12 видов аммонитов, оказались при наших детальных исследованиях (1952), отвечающими основанию выделенной им здесь верхнебарремской свиты (с характерной фауной).

Разрез нижнемеловой карбонатной толщи (около 400 м) района горы Бартаз (у ст. Агбенд) в последние годы детально изучен Г. А. Алиевым (1956), который выделил в ней девять пачек и горизонтов, подтвердив ее верхнебарремский возраст.

Далее к северо-западу вдоль левобережья р. Аракс изолированные выходы нижнемеловых (верхнеальбских) отложений констатированы у сс. Азнабюрт, Книшик и в других пунктах; в них найдены *Inoceramus concentricus* Park.

В средней части Малого Кавказа апт-альбские отложения установлены в нескольких пунктах, причем они всюду согласно (?) подстилают нижнесеноманские осадки и выражены одной фацией.

Р. Н. Абдуллаевым и Э. Ш. Шихалибейли констатированы отложения альба в верховьях рр. Шамхор-чай, Ганджа-чай, Лев-чай (левый приток р. Тертер), р. Акяра-чай и ее притоков, Тутху-чай (правый приток р. Тертер). Представлены там альбские отложения в большинстве случаев известково-глинистыми породами, содержащими характерную фауну (*Aucellina gryphaeoides* Sow. и др.). Этим отложениям посвящена специальная работа А. Г. Халилова и Э. Ш. Шихалибейли (1950).

На геологической карте масштаба 1:500000 альбские отложения местами объединены с сеноманскими, что оговорено в легенде.

Верхнемеловые отложения Большого Кавказа опоясывают его полностью и представлены обычно почти всеми своими ярусами.

К настоящему времени они почти всюду изучены с достаточной полнотой. Вдоль северного склона Главного хребта они протягиваются узкой полосой мощностью около 200—350 м, причем литологический состав отложений изменяется мало. Представлены они белыми тонкоплитчатыми известняками, местами чередующимися с более мягкими сероватыми мергелями и в редких случаях песчаниками.

Д. В. Дробышев (1951) детально изучил верхнемеловые отложения указанной полосы и выделил здесь все семь ярусов верхнего мела, возраст которых обосновывается им следующей фауной.

Возраст сеноманских отложений Северного Кавказа характеризуется наличием *Inoceramus etheridgei* Woods. *In. pictus* Sow., *In. virgatus* Schlüt., *In. orbicularis* Münst., *Holaster subglobosus* Leske, *Pecten malkensis* Sim., Sor., Bac., *Exogyra canaliculata* Sow., *Acanthoceras mantelli* Sow., *Neohibolites ultimus* d'Orb., *N. pseudoduvalia* Sinz. и *N. subtilis* Krimh. Среди довольно многочисленной микрофауны руководящих для сеномана форм нет; вопрос о возрасте фауны решается присутствием распространенных в сеномане Крымско-Кавказской области *Globorotalia planoconvexa* Seguenza, *Gyroidina nitida* (Reuss) и *Globigerina cretacea* d'Orb., *Gyroidina micheliniana* d' Orb.), начинающих свое существование в сеномане. В отложениях турона встречены: *Echinocorys* cf. *sphaericus* Schlüt., *Conulus subrotundus* Montell, *Con. subconicus* d'Orb., *Discoides pentagonalis* Cotteau, *Micraster breviporus* Ag. (in Hebert), *Inoceramus problematicus* d'Orb., *In. mytiloides* Mantell, *In. apicalis* Woods, *In. cuvieri* Sow., *In. latus* Mantell, *In. annulatus* Goldf., *In. schloenbachi* Böhm (*In. cuvieri* Goldf., non Sow.), *In. inconstans* Woods var. *typica* Renng., *In. inconstans* Woods var. *plana* Elbert, *In. websteri* Mantell, *In. costellatus* Woods (ap. cit.), *In. deformis* Heinz, *In. koeneni* Müll.

Макрофауна, встреченная в туронских отложениях, по ассоциации форм существенно не отличается от сеноманской.

Отложения коньякского яруса характеризуются: *Echinocorys* cf. *gravesi* Desap., *Ech.* ex gr. *vulgaris* Breun.

(cf. var. *scutata* Leske in J. Lambert), *Inoceramus koeneni* Müll., *In. wandereri* Andert, *In. involutus* Sow., *In. kleini* Müll., *In. brongniarti* Mant. var. *wysogorskii* Heinz, *In. frechi* (Flegel) Andert, *In. inconstans* Woods var. *subsarumensis* Renng., *In. inconstans* Woods var. *brightonensis* Renng.

В ассоциации микрофауны коньякского яруса преобладают формы, появившиеся в более низких горизонтах, частью в сеномане и даже альбе (*Globigerinella aspera*), т. е. имеющие широкое географическое и вертикальное распространение. Новая форма—*Heterostomella foveolata* (Marrson) на Русской платформе впервые появляется в маастрихте; на Кавказе она встречена на более низком стратиграфическом уровне.

В отложениях сантона Северного Кавказа руководящими формами являются лишь иноцерамы: *Inoceramus cordiformis* Sow., *In.* ex gr. *cardissoides* Goldf., *In.* aff. *pachty* Arkh. Обильная микрофауна в определении возраста не имеет решающего значения.

Фауна и микрофауна кампанского яруса Северного Кавказа характерна большим разнообразием видового состава. Основными группами являются морские ежи и иноцерамы; здесь встречены: *Echinocorys ovatus* Leske и варие.еты—var. *pyramidata* Portl., var. *limbourgica* Lambert, *Ech. conicus* Ag., *Pseudoffaster* (*Offaster*) *caucasicus* L. Dru. (руководящая), *Inoceramus balticus* J. Boehm, *In. inconstans* Woods var. *sarumensis* Woods, *In. lingua* Goldf., *In. regularis* d'Orb., *In. cycloides* Wegner, *In. impressus* d'Orb., *In. decipiens* Zitt., обломки морских лилий *Austinocrinus erckerti* Dames, *Aus. radiatus* Authula.

Весьма богатая ассоциация кампанской микрофауны представлена видами широкого вертикального распространения. Имеются однако формы, известные только в отложениях кампанского яруса, которые могут считаться руководящими.

Разбирая вопрос о положении границы между кампаном и маастрихтом, Д. В. Дробышев приходит к выводу, что зону *Bostrychoceras palyplocum*, принятую в некоторых

схемах в качестве нижней зоны маастрихта, нужно относить к кампану.

Фауна маастрихтских отложений северного склона Кавказа отличается большим разнообразием состава, особенно в восточной его части (Дагестане).

Нижнюю границу яруса определяют такие характерные и широко распространенные руководящие формы как *Scaphites constrictus* Sow., *Pachydiscus colligatus* Binkh., *Lepidorbitoides socialis* Leymerie, *Inoceramus tegulatus* Hag., *Pecten nilssoni* Goldf., *Rhynchonella plicatilis* Sow., *Magas pumilus* Sow. и др. Выше следуют *Echinocorys* ex gr. *ovatus* Leske, var. *marginata* Goldf., var. *petasata* Lamb., var. *humilis* Lamb., var. *pyramidata* Portlock, var. *cypliensis*, также виды *Echinocorys fonticola* Arnaud, *Ech. conoideus* Goldf., *Ech. meudonensis* Lamb., *Ech. dupanti* Lamb. (близка к *Ech. sulcatus* Arnaud non Goldf., переходит и в датский ярус) и, наконец, *Cardiaster granulosus* Goldf. и *Cyclaster* (*Isopneustes*) *munieri* Seunes, переходящая из кампана в маастрихт.

Микрофауна довольно обильная, но руководящих форм мало (*Lituola aequisgranensis* Beissel, *Pseudotextularia varians* Rzehak, *Bolivina incrassata* Reuss, *Globotruncana arca* (Cushman).

Фауна датского яруса Северного Кавказа значительно отличается от маастрихтской и не столь разнообразна и многочисленна по видовому составу; господствуют морские ежи. Здесь встречены: *Echinocorys sulcatus* Goldf., *Ech. pyrenaicus* Seunes, *Ech. douvillei* Seunes, *Coraster vilanovae* Cotteau, *Cor. munieri* Seunes, *Cor. sphaericus* Seunes, *Echinocorys depressus* Eichw., *Pleurotomaria plana* Münst., *Pl.* cf. *distincta* Dujard, *Hercoglossa danica* Schloth., *Brissopneustes suecicus* Seunes и др.

Микрофауна представлена формами, значительная часть которых является видами широкого распространения. В датский век начинают существовать *Spiroplectammina carinata* Subb., *Gaudryina indentata* Cushman et Jarvis, *Anomalina* ex gr. *velascoensis* Cushman, переходящие в третичные отложения.

Далее необходимо остановиться на характеристике верх-

немеловых отложений, встреченных в скважинах на территории Азово-Кубанской впадины. Здесь, по данным Г. Н. Родзянко, констатирован полный разрез верхнего мела, выраженный всеми своими ярусами. Однако в силу внутриформационных и последующих палеогеновых размывов стратиграфическая полнота этих отложений не является постоянной и претерпевает существенные изменения. Мощность верхнемеловых отложений в указанной впадине изменяется от 121 м (ж.-д. ст. Каял) до 775 м (ст. Ясенская), что обусловлено различным характером колебательных движений в различных частях этой территории.

Наиболее сокращенный в стратиграфическом отношении разрез верхнемеловых пород констатирован в Ростовской скважине, где непосредственно на гранитогнейсы допалеозоя налегают сантонские мергели (6 м), а выше глины, мергели и известняки кампана (202 м), трансгрессивно перекрываемые песчаниками палеогена.

Наиболее полный разрез верхнемеловых отложений, представленный мергелями мощностью в 424 м (сеноман*—40 м, турон—39 м, сантон—45 м, кампан—195 м, маастрихт—100 м), вскрывается в Маргаритовской скважине.

На юго-востоке Ергеней, в скважинах Белоглинской структуры верхнемеловые отложения достигают мощности около 1000 м; налегают они здесь на альб-аптские породы. В указанной толще выделены сеноман (песчанистые сланцы и алевриты с прослоями песков и глин), турон (известняки с прослоями песка), кампан (мергели), кампан-маастрихт (известняки) и маастрихт (глины).

В средней части северного борта Азово-Кубанской впадины сеноманские отложения залегают на разных стратиграфических горизонтах, располагаясь обычно на коре древнего выветривания. Разрез их часто начинается (А. Я. Дубинский, 1953) континентальными отложениями с растительными остатками (нижний сеноман-альб); континентальные фации сменяются прибрежными морскими (кварцевые и глауконитовые пески и песчаники), а затем устойчивыми мор-

---

* Расчленение толщи произведено на основании фауны форминифер.

скими (мергели и мел) фациями. Сеноманские отложения обычно покрываются последовательно более молодыми морскими отложениями верхнего мела, причем мощность всего верхнего мела возрастает к югу—к центральным частям Азово-Кубанской впадины.

Интересные данные по распространению верхнемеловых отложений на территории Прикаспийской низменности, получены при бурении глубоких опорных скважин в указанном районе.

Сеноман в Астраханской скважине представлен глинами и алевролитами, а в скважинах Джанай и Артезиан—карбонатно-глинистыми и карбонатными породами; таким образом, констатируется отчетливая смена фаций в южном направлении при общем соответственном уменьшении мощностей.

В районе Промысловской площади перерыв внутри верхнего мела определяется предположительно между сеноманом и туроном.

В центральном Дагестане находится зона особенно мощного накопления верхнемеловых отложений (до 400 м); в каньоне же Сулака и к юго-востоку от него, в узкой полосе верхнемеловых отложений предгорий, мощность их убывает до 200—300 м. Осадки и здесь сохраняют известняково-мергельный характер, но в зоне наибольшего накопления наблюдается значительная примесь песчаного материала.

К сеноману, в пределах юго-восточного погружения Большого Кавказа, отнесена так называемая кемишдагская свита, представленная бурыми и серыми глинами, иногда полосчатыми, благодаря скоплениям песчаных частиц по плоскостям наслоения. Глины переслаиваются с разнообразными песчаниками. Здесь встречены *Neohibolites ultimus* d' Orb., *N. subtilis* Krimh., а также руководящие сеноманские корненожки.

В пределах Лагичских гор вместо кемишдагской свиты развиты отложения туфогенной (точнее, вулканогенной) или „вандамской" толщи. Эти образования вулканогенной толщи протягиваются широкой, постепенно сужающейся к северо-западу, полосой от сел. Чухурюрт (близ гор. Шемахи) до окрестностей гор. Нухи. Мощность вулканогенной толщи дохо-

дит до 1500 м; в ней встречены обломки *Neohibolites* и ядра ребристого аммонита типа *Acanthoceras*.

Турону и коньякскому подъярусу на территории указанной области соответствует так называемая свита кемчи. Она состоит из чередования известняков и мергелей, реже—глин, т. е. является типичной флишевой толщей.

Возраст ее определяется находками в нижней части *Inoceramus lamarcki* Park. и верхней—*Inoceramus subquadratus* Schlüter и *Ostrea* cf. *incurva* Nilss. Встречена также обильная характерная фауна фораминифер.

На описываемой территории, выше свиты кемчи, будучи с ней связана постепенным переходом, залегает юнусдагская свита, возрастное положение которой определяется пределами сантон—низы кампана. Представлена мергелями и глинами с прослоями песчаников и известняков в различных сочетаниях; расчленена на 4 пачки; в первой встречены *Inoceramus inconstans* Woods, а во второй – зуб *Ptychodus rugosus* Dixon. Кроме того, встречена характерная микрофауна.

Мощность свиты кемчи колеблется в пределах от 30—40 м до 500—700 м, что обусловлено, вероятно, как пластичностью пород, так и причинами, зависящими от геотектонического режима области. Наибольшие мощности наблюдаются на юге, наименьшие—на севере.

К верхнему кампану, маастрихту и датскому подъярусу на юго-восточном погружении Большого Кавказа отнесена так называемая ильхидагская свита, представленная в основном темно-серыми мергельными глинами и мергелями типа трескунов анапского флиша. В низах толщи встречены *Inoceramus* sp., *In. balticus* Boehm, *Belemnitella mucronata* Schloth.. *Actinocamax* aff. *quadratus* Blainv. и характерная микрофауна.

В пределах Шахдагской зоны верхний сенон представлен толщей светлых мергелей и известняков с многочисленной характерной фауной иноцерамов и белемнителл.

В фации, сходной с дибрарской, представлена ильхидагская свита на южном склоне Главного хребта, в верховьях рр. Пирсагат и Гердыман-чай. Большая карбонатность пород толщи констатирована в районе Шемахи и дальше к западу,

где верхнесенонские отложения являются резко трансгрессивными.

Вдоль южного склона Большого Кавказа прослеживается прерывистая зона верхнемеловых отложений, значительно расширяющаяся в Кахетии и в районе Военно-Грузинской дороги.

В северной подзоне эти отложения приобретают флишевый характер ритмического чередования песчаных, мергельных и известняковых осадков с общей мощностью до 1500 м; в южной же подзоне мощность уменьшается до 500 м, причем отложения имеют здесь более разнообразный состав, появляются прослои микроконгломератов, конгломератов и туфобрекчий (в сеномане). В пограничных между сеноманом и туроном слоях констатированы характерные кремнистые породы черного цвета—фтаниты.

Туфогенный характер имеют относимые к сеноману полимиктовые песчаники, залегающие среди сланцев под ананурским горизонтом на Арагве.

Относящаяся к альбу свита нафтис-хеви флишевой (чиаурской) зоны центральной части южного склона Кавказа содержит прослои вулканических пеплов.

Фаунистическое обоснование подразделения верхнего мела на южном склоне Главного хребта еще далеко не достаточное; местами встречены лишь фораминиферы.

В северо-западной части Грузии верхнемеловые отложения широко развиты в Сухумско-Душетской зоне; представлены они здесь всеми ярусами, начиная от сеномана и кончая датским ярусом.

Наиболее пестрыми фациями характеризуются отложения сеномана: глауконитовые песчаники, песчанистые мергели, туфогенные песчаники, мергели, глины, известковистые туфы и др. Мощность варьирует в различных районах от 15 до 25 м, а местами до 50 м. Характеризуется фауной: *Inoceramus tenuic* Manh., *Neohibolites ultimus* d' Orb., *Mantelliceras mantelli* Sow., *Aucellina krasnopolskii* Paul. (нижний сеноман) и *Acanthoceras rhotomagense* Defr., *Inoceramus pictus* Sow., *In. virgatus* Schlüt (верхний сеноман).

Туфогенные песчаники в сеномане констатированы и

далее к северо-западу вдоль южного склона Главного хребта в районе Сочи, Мацесты, Агуры и Туапсе.

Турон представлен глинистыми известняками (низы свиты), сменяющимися белыми криптозернистыми известняками и желтоватыми мягкими зернистыми известняками; общая мощность около 70 м. Характеризуются следующей фауной: *Inoceramus labiatus* Schl., *In. hercynicus* Petr. и *In. cuneiformis* d'Orb. (нижний турон) и *In. lamarki* Park., *In. inocostans* Woods var. *elberti* Tsag., *In. brongniarti* Mant., *In.* cf. *schlöenbachi* Böhm (верхний турон).

Коньякский ярус следует согласно за верхним туроном и согласно же сменяется сантоном; фаунистически, а также литологически он не всегда может быть выделен. Обычно представлен разнообразными известняками, нередко включающими стяжения красных и темных кремней. Встречаются *Inoceramus* cf. *undabundus* Meen. et Hayol, *In. involutus* Sow. и др.

Сантонский и кампанский ярусы представлены большей частью известняками; характеризуются *Inoceramus haenleini* G. Müll., *In. circularis* Tsag. (сантон) и *Belemnitella mucronata* Schl., *Inoceramus balticus* Böhm., *In. simonovitchi* Tsag,, *In. inconstans* Woods и др. (кампан).

Маастрихтский и датский ярусы представлены согласной толщей известняков. Маастрихт охарактеризован следующей фауной: *Inoceramus georgiens* Tsag., *In. colchicus* Tsag., *In. simonovitchi* Tsag., *In. balticus* Böhm, *In. regularis* d'Orb., *In. salisburgensis* Fugg, et Kaeth., *Diplomoceras* cf. *cylindraceus* Defr., *Echinocorys ovatus* Leske, *Cyprosoma* aff. *regulare* Ag. и др. Датский ярус фаунистически охарактеризован ежами: *Echinocorys sulcatus* Goldf., *Ech. pyrenaicus* Seunes, *Ech. gibbus* Lam. var. *costulata* Lamb. и другими.

Общая мощность всего верхнего мела указанной зоны от 300 до 400 м; к юго-востоку увеличивается до 800 м.

Следует указать, что в сеноманском ярусе указанного района среди известняков встречаются прослои адсорбционных глин (гумбрин).

Верхнемеловые отложения Малого Кавказа, в противоположность нижнемеловым осадкам, распространены довольно широко, их обнажения непрерывной полосой опоясывают все горное сооружение. Кроме того, они встречаются и в центральной части нагорья на значительных высотах, слагая длинные гребни, части хребтов и отдельные вершины обычно синклинального строения.

К югу от Дзирульского массива, в средней зоне Аджаро-Триалетской системы отдельные полосы верхнемеловых отложений выражены флишевой фацией, причем даже нижний турон представлен темными мергелями и известняками с *Mammites nodosoides* Schl. и *Inoceramus hercinicus* Petr.

В северной зоне Малого Кавказа верхнемеловые отложения представлены почти всеми ярусами; некоторые из них залегают трансгрессивно. Верхний сенон выражен в карбонатной фации, нижний сенон (коньяк и сантон)—в вулканогенной, а сеноман (с частью нижнего турона)—в смешанной, осадочно-вулканогенной фации.

Между этими тремя подразделениями нередко наблюдаются перерывы, вплоть до полного отсутствия двух нижних: наибольшим постоянством обладают известняково-мергельная толща верхнего сенона (кампан-маастрихт-дат) и вулканогенно-обломочная толща нижнего сенона.

Сеноманские отложения северо-западной Армении характеризуются, по данным А. А. Атабекяна (1954), следующей фауной: *Pervinquieria* cf. *gracillima* Kossm., *Phylloceras* ex gr. *velledae* Michl., *Neohibolites* (?) cf. *vibrayeanus* d' Orb., *Bostrychoceras* cf. *thomasi* Perk., *Grammatodon angulatus* Reuss, *Cucullae matheroniana* d' Orb. *Cuc.* cf. *subglabra* d' Orb., *Trigonoarca passyana* d' Orb., *Tr. trigona* Seg., *Tr.* cf. *ligeriensis* d' Orb., *Trigonia weberi* Arch., *Sphaerulites foliaceus* Lam., *Lucina downesi* Woods, *Cardium subcroductum* Thomas et Peron, *Unicardium ringmeriense* Mant., *Eriphyla lenticularis* Goldf., *Er. striata* Sow., *Inoceramus crippsi* Mant., *Exogyra* cf. *canaliculata* (Sow.).

М. М. Алиев и Р. Н. Абдуллаев (1956) считают, что в этой осадочно-вулканогенной толще, кроме сеномана, присутствует и турон, с чем согласиться нельзя.

Далее к юго-востоку, в Шамшадинском районе Армении, вышеописанная Бердская известняково-вулканогенная толща апт-альба перекрывается трансгрессивно, но с незначительным угловым несогласием осадочно-вулканогенной толщей, относимой к сеноману на основании нахождения среди собранной здесь фауны *Inoceramus etheridgei* Woods—руководящей формы сеномана.

В. П. Ренгартен считает (1953, стр. 5), что толща эта залегает на предыдущей совершенно согласно, выделяет ее под названием „артаминской свиты" и определяет ее возраст в интервале валанжин-нижний апт. Далее он эту же „артаминскую" толщу параллелизует с подобной обломочно-вулканогенной свитой района сел. Коти-гюх (Ноемберянского района), для которой ныне А. А. Атабекян (1954) доказал нижнесенонский возраст, что не согласуется с данными В. П. Ренгартена.

Далее необходимо отметить, что В. П. Ренгартен в упомянутой работе (1953) почему-то умалчивает об опубликованных фаунистических данных (для этого района) М. М. Алиева (1939).

Можно указать еще на один пример несоответствия фаун одной и той же свиты: В. П. Ренгартен указывает (1953), что в районе вершины Сарум-сахлы (в Иджеванском районе) развиты кампанские известняки и мергели, прикрытые песчанистыми известняками маастрихта. По данным же А. А. Атабекяна (1954), эти же известняки и мергели относятся к верхней юре.

Это не первый случай смешения верхнемеловой и верхнеюрской фаун. В Кедабекском районе (Азерб.ССР), на двух концах узкой широтной синклинали, сложенной верхнеюрскими известняками (хорошо охарактеризованными фаунистически), Р. Н. Абдуллаев (1947 и 1948) указывает на востоке нижнемеловые отложения (апт-альб), а на западе—верхнемеловые (сенон). Но указанные нижне- и верхнемеловые отложения находятся на одном простирании с верхнеюрскими известняками, составляя непосредственное их продолжение. Очевидно, этот район нуждается в дополнительных исследованиях.

Далее к востоку—юго-востоку, отложения сеномана

имеют наибольшее развитие в бассейне среднего течения р. Тертер, где они представлены мощной (до 600 м) толщей песчаников и известняков с весьма обильной и разнообразной пелециподовой и гастроподовой фауной.

Выше сеноманских пород следует мощная вулканогенная толща, имеющая на Малом Кавказе большое распространение. Сложена она в основном туфобрекчиями, туфами и авгит-лабрадоровыми порфиритами; нормальных осадочных пород в ней весьма немного. Порфириты и туфобрекчии приобретают при выветривании характерные красноватые, серо-фиолетовые и фиолетовые оттенки. В низах вулканогенных толщ сеномана и турона местами встречаются потоки кварцевых порфиритов и их туфов, резко отличных от кварцевых плагиопорфиров верхнего лейаса.

Возраст вышеуказанной вулканогенной толщи верхнего мела Малого Кавказа был определен впервые в северной Армении В. П. Ренгартеном (1941), на основании фауны рудистов и иноцерамов, как нижнетуронский; в юго-восточной же части Малого Кавказа (левобережье р. Акяра-чай) для этой же толщи по рудистовой фауне упомянутый автор впоследствии (1950) стал доказывать ее верхнесантонский возраст, считая, что существуют две разновозрастные вулканогенные толщи—нижнетуронская и сантонская.

Нами признается наличие лишь одной вулканогенной толщи; по новейшим данным, А. А. Атабекяном (1954) для указанной вулканогенной толщи северной Армении также доказывается ее нижнесенонский возраст (коньяк-сантон).

В западной Грузии этой же вулканогенной толще по ее стратиграфическому положению отвечает так называемая свита Мтавари; ранее она на основании иноцерамовой и другой фауны (А. Л. Цагарели, 1941—1946, Б. Ф. Мефферт и др.) также относилась к сеноману—нижнему турону. Ныне, по последним данным Н. С. Бендукидзе (1954), возраст ее, на основании изучения 25 форм найденных в ней кораллов, определяется как верхнетуронский-сантонский.

А. А. Атабекян (1954) приводит для низов этой толщи (верхний турон (?) и нижний коньяк) следующий список фауны: *Gauthiericeras rennense* (?) Gross., *Haustator dalidagensis* Pčel., *Plesioptygmatis bicincta* (Bronn.), *Troch-*

actaeon solidus Pčel., *Caprinula* sp. ind., *Plagioptychus sevanensis* Renng., *Hippuritella incisa* Douv., *Vaccinites inferus* Douv., *Vac. praesulcatus* Douv., *Orbignya toucasi* d'Orb., *Radiolites trigeri* Coq., *R. galloprovincialis* Math., *Sauvagesia armenica* sp. nov., *Durania bertholoni* Perv., *D.* ex gr. *cornu-pastoris* (Des Moul.), *Lapeirouseia aumalensis* Douv., *Distefanella lombricalis* d'Orb., *Inoceramus* cf. *crassus* Petr., *Neithea shawi* Perv., *Echinocorys vulgaris* Breyn., *Ech. gravesi* Desor., *Hemiaster (Integraster) ligericnsis* d'Orb.

В фациальном отношении эта фауна принадлежит к сублиторальной зоне теплого мелкого моря с постоянным движением водной среды; обращает на себя внимание обилие брюхоногих, рудистов и кораллов.

Верхняя часть вулканогенной толщи (верхний коньяк и нижний сантон) характеризуется следующей фауной: *Actaeonella crassa* Duj., *Plagioptychus sevanensis* Renng., *Pl. exogyra* Reuss, *Hippuritella incisa* Douv., *Vaccinites giganteus* Hombres--Firmas, *Praeradiolites plicatus* Laj. Negr. et Toul., *Pr. sinuatus* d'Orb., *Radiolites* cf. *praegalloprovincialis* Toucas, *Radiolites galloprovincialis* Math., *Sauvagesia tenuivalvata* Wiant., *Biradiolites angustissimus* Toucas, *Durania bertholoni* Perv., *Bournonia bobkovae* Atab., *Inoceramus* cf. *wandereri* Andert., *Neithea quinquecostata* Sow., *N. aequicostata* Lam., *Rhynchonella* cf. *contorta* d'Orb., *Echinobrissus markovi* Faas. Эта фауна принадлежит к типичной средиземноморской провинции.

Самые верхи вулканогенной толщи отнесены А. А. Атабекяном к верхнему сантону, на основании следующей фауны: *Baculites incurvatus* Dujardin, *B. roedereri* Collignon, *B.* cf. *besairiei* Collignon, *B. vagina* Paulke var. cf. *cazadoriana* Paulke, *Parapachidiscus* aff. *stanislaopolitanus* Lomn., *Ancyloceras* aff. *bipunctatum* Schlüt., *Plesioptygmatis turbinata* (Zek.), *Plesioptyxis grandis* Pčel., *Actaeonella crassa* Duj., *Trochactaeon cossmanni* Choff., *Plagioptychus exogyra* Reuss, *Mitrocaprina bayoni* Douv., *Orbignya canaliculata* Roll. du Roq., *Praeradiolites tou-*

casi d'Orb.. *Pr. plicatus* Laj., Negr. et Toul., *Radiolites galloprovincialis* Math., *Sphaerulites boreaui* Toucas. *Biradiolites angylosissimus* Toucas, *Durania* cf. *austinensis* (Roem.), *Bournonia osensis* Vidal, *B.* ex gr. *excavata* d' Orb., *Inoceramus undulato-plicatus* Roem. var. cf. *terterensis* Renng., *In.* cf. *patootensis* Lor., *In. decipiens* Zittel, *In. crassus* Petr., *In.* cf. *regularis* d' Orb., *In.* cf. *winkholdioides* Andert, *In.* cf. *australis* Woods, *In.* ex gr. *koegleri* Andert, *In. senilis* Renng., *Endo ostea brooksi* John., *En. typica* Whit., *En. extenuata* Renng., *Gervillia* cf. *kieslingswaldensis* Sturm., *Pecten sevkarensis* Mordv., *Neithea regularis* Schloth., *N. sexcostata* Woodw., *Hemiaster* (*Leymeriaster*) cf. *regulusi* d' Orb., *Micraster coranguinum* Kl., *Infulaster* cf. *excentricus* Rose, *Echinocirys* cf. *vulgaris* Breyn., *Ech. vulgaris* Breyn. var. cf. *striata* Lam., *Octocoenia lugdunensis* d' Orb. Фауна верхнего сантона принадлежит к типичной средиземноморской провинции, характеризующейся преобладанием в сантонское время теплолюбивых форм—рудистов.

В заключение следует указать, что В. Ф. Пчелинцевым (1953) обработана из верхнемеловых отложений Закавказья обильная фауна брюхоногих, собранная К. Н. Паффенгольцем, В. П. Ренгартеном, Н. Н. Бобковой и другими лицами. Им описываются многочисленные виды брюхоногих из отложений сеномана, нижнего турона, верхнего турона и сенона.

В. Ф. Пчелинцев подчеркивает, что брюхоногие Закавказья весьма многочисленны и разнообразны, но в подавляющем большинстве своем оказались новыми видами, имеющими обманчивое сходство с общеизвестными представителями фауны Гозау. Далее он добавляет (стр. 3), что „точное определение коллекций сделалось возможным только после установления В. П. Ренгартеном детальной стратиграфической последовательности, основанной на изучении аммонитов и пластинчатожаберных, особенно рудистов и иноцерамов".

Поскольку ныне А. А. Атабекяном (1954) доказана ошибочность прежних определений В. П. Ренгартеном иноце-

рамовой фауны верхнего мела Армении, то в стратиграфическую шкалу В. Ф. Пчелинцева, при пользовании ею, следует вносить соответствующие коррективы.

Карбонатная толща верхнего мела Малого Кавказа ранее относилась В. П. Ренгартеном (1941) и М. М. Алиевым (1939) по иноцерамовой фауне целиком к сенону, включая верхний турон. Ныне для этой толщи А. А. Атабекян (1954) доказывает ее кампан-маастрихтский возраст.

Нижняя часть карбонатной толщи, отнесенная к кампану, характеризуется следующей фауной: *Pachydiscus* cf. *levyi* Gross., *Gaudryceras* sp., *Inoceramus subsarumensis* Renng., *In. sarumensis* Woods, *In. balticus* Boehm, *In. regularis* d'Orb., *In. salisburgensis* Fugg. et Kastn., *In. tenuilineatus* Hall. and Meek., *In. lingua* Goldf., *In. lobatus* Goldf., *In.* cf. *langi* Choff., *In.* cf. *planus* Goldf., *In.* cf. *crassus* Petr., *Austinocrinus solignaci* Valette, *A. erckerti* Dames, *Conulus* cf. *gigas* Cott., *Con. albogalerus* Klein, *Echinoconus sulcatus* d'Orb., *Micraster schroederi* Stoll., *M.* cf. *brongniarti* Hebert var. *haasi* Stoll., *M.* cf. *aturicus* Hebert, *Physaster abichi* Anth. var. *oblonga* Renng., *Echinocorys ovatus* Leske, *Offaster guasanensis* Renng., *Oolopygus piriformis* Leske, *Ornithaster evaristei* Cott., *Pseudoffaster caucasicus* Dru, *Seunaster subconicus* Renng., *Galeaster bertrandi* Seunes. Анализ этой фауны показывает, по А. А. Атабекяну, что в кампанское время трансгрессия моря еще более расширилась, вследствие чего происходил свободный обмен между фаунами северных и южных провинций.

Маастрихт представлен свитой пелитоморфных, слегка песчанистых известняков, пластующихся согласно с идентичными осадками кампана; слагают верхнюю часть карбонатной верхнемеловой толщи Малого Кавказа.

Возраст ее определяется следующей фауной: *Diplomoceras* cf. *cylindraceum* Defr., *Pachydiscus* cf. *colligatus* Binkh., *Hauericeras sulcatum* Kner, *Scaphites* cf. *haugi* Gross., *Belemnitella langei* Schats., *Inoceramus nebrascensis* Owen, *In. colchicus* Tsag., *In.* aff. *alpinus* Tsag., *In.* cf. *convexus* Hall and Meek, *In.* cf. *decipiens* Zitt.,

Pycnodonta vesicularis Lam., *Echinoconus globulus* Klein, *Cyclaster munieri* Seunes, *C. gindrei* Seunes, *Coracter sphaericus* Seunes., *Cor. vilanovae* Cott., *Cor. munieri* Seunes, *Physaster abichi* Anth., *Echinocorys dupanti* Lamb., *Ech. marginatus* Goldf., *Ech. cotteaui* Lamb., *Ech. orbis* Arnaud, *Ech. ovatus* Leske var. *humilis* Lamb., *Ech.* cf. *arnaudi* Seunes, *Pseudoffaster renngarteni* Schm., *Galeaster* (Seunes), *Guettaria rocardi* Lamb., *Stegaster georgicus* Rouch., *St. karabakhensis* Renng., *Cardiotaxis hebberti* Cotteau, *Lambertiaster douvillei* Gauthier, *Isomicraster brevis* Desor, *Diplodetus* aff. *carinatus* Anth., *Parasmilia centralis* Mant.

Таким образом, фауна маастрихтского яруса представлена, главным образом, морскими ежами, иноцерамами и реже аммонитами, белемнителлами, плеченогими, кораллами и вентрикулитами; имеет большое сходство с фауной средней Европы.

В верхнем течении р. Тертер и вдоль северо-восточного побережья озера Севан карбонатная толща верхнего сенона приобретает флишевый характер и достигает мощности до 1000 м.

В бассейне р. Шамхор-чай развита та же карбонатная толща кампан-маастрихта, слагающая обычно гребни синклинального строения или „тектонические клинья".

В. Е. Хаин и др. (1949) относят эти известняки к верхней юре, считая, что „глыбы" являются продуктом размыва „Муровдагского и Карабахского поднятий или окаймлявших их с юго-запада узких кордильер". Такое заключение противоречит наблюдениям над формой, взаимоотношением с вмещающими породами и размещением в разрезе и по простиранию указанных „глыб" и основано лишь на предвзятой концепции указанного автора, перенесшего ее сюда с южного склона Большого Кавказа.

В Ордубадском районе на юго-восточном окончании Конгуро-Алангезского хребта Ш. А. Азизбеков и Р. Н. Абдуллаев (1947) среди верхнемеловых отложений выделяют нижний турон (туфопесчаники, песчаники, известняки, туфоконгломераты и др.), верхний турон-сенон (карбонатная толща)

и датский ярус (аргиллиты). Фаунистическая характеристика приводится лишь для нижней толщи (иноцерамы и гастроподы) и для верхней (микрофауна). Возникает вопрос о правильности отнесения нижней толщи к нижнему турону; возможно, что и здесь она окажется нижнесенонской.

В бассейне р. Веди-чай (Армения), в районе хребта Бозбурун, обнажается та же мергельно-известняковая толща, относившаяся ранее к коньяку-маастрихту. Толща эта перекрывает трансгрессивно свиту порфиритов с линзами известняков, в которых А. Т. Асланяном (1950) была констатирована рудистовая фауна, определенная как верхнесантонская.

Таким образом и здесь доказывается лишь кампан-маастрихтский возраст карбонатной толщи. К такому же выводу пришел для района сел. Дагнас (Вединский район Армении) и Ераносской антиклинали В. А. Егоян (1952—1 и 1952—2).

В связи с вышеуказанным изменением возраста карбонатной толщи верхнего мела Малого Кавказа следует внести соответствующие коррективы и для микрофауны, описанной из этих отложений. Так, например, Л. В. Захарова (1952) дает обоснование стратиграфических подразделений верхнего мела северной зоны Малого Кавказа по фауне фораминифер, принимая наличие в указанной карбонатной толще, согласно прежним данным В. П. Ренгартена, всех подъярусов сенона; ныне ее списки следует перегруппировать соответственно лишь в кампан, маастрихт и датский ярус.

Мергели и известняки карбонатной толщи верхнего сенона Малого Кавказа являются хорошим строительным материалом благодаря хорошей слоистости и сравнительно легкой обработке. Некоторые горизонты (преимущественно кампана) являются хорошим цементным сырьем. Нередко здесь же встречаются разности известняков литографского типа.

Далее в мергельной толще нижнего кампана встречаются прослои витрофировых туфов и обломочно-вулканогенных материалов, которые в результате гальмиролиза обычно превращены в фуллеровые земли и бентониты.

Известняково-мергельная толща играет заметную роль в гидрогеологии области; вследствие трещиноватости пород

она является коллектором довольно большого количества осадков. В этой толще, особенно близ контакта ее с водонепроницаемой вулканогенной толщей нижнего сенона, нередко наблюдаются, при благоприятных структурах, родники, местами с большим дебитом; качество воды хорошее.

Нижнесенонской (исключительно) вулканогенной обломочной толще подчинены проявления агата, представленные неправильными жеодами, прожилками и стяжениями.

КАЙНОЗОЙ

Отложения третичного возраста имеют на Кавказе обширное распространение, причем выражены в самых разнообразных фациях—морских, пресноводных, вулканогенных и других, связанных между собою смешанного типа („переходными") фациями.

Резкое различие между третичными отложениями Большого Кавказа и Малого заключается в интенсивном проявлении в последнем вулканогенных фаций в отложениях всех ярусов кайнозоя. В Большом Кавказе вулканические проявления небольшого масштаба констатированы лишь в отложениях олигоцена и акчагыла.

Палеоген

Эоцен и палеоцен. На Северном Кавказе древнейшие третичные отложения представлены мергелями так называемой фораминиферовой свиты. Эта свита (250 м) расчленена в разных районах с различной степенью детальности, в зависимости от целей исследований.

Фораминиферовые слои обнимают собою породы различного возраста—от палеоцена до нижнего олигоцена включительно; по простиранию претерпевают фациальные изменения более или менее закономерного характера, позволяющие выделить среди них несколько фациальных типов.

В районе Нальчика к палеоцену отнесены оливково-серые мергели и флоридиновые глины („нальчикины" В. П. Ренгартена), содержащие *Globorotalia canariensis* d' Orb. Нижний эоцен представлен светло-зелеными мергелями

с *Limatula cymba* Korob. и *Globorotalia velascoensis* (Cuchm); средний эоцен светлыми крепкими мергелями с *Acarinina* (Globorotalia) *crassaformis* Gall. et Wiss; верхний эоцен—битуминозными плитчатыми мергелями с *Lyrolepis caucasica* Rom., *Variamusium naltschikensis* Korob. и выше синевато-серыми мергелями с *Spondylus* и *Globigerinoides conglobatus* Brady.

Указанный разрез фораминиферовой свиты прослеживается отчетливо к востоку от Нальчика, причем в основании его наблюдается горизонт розовых мергелей с комплексом фораминифер мелового облика, относящихся к датскому ярусу.

В северном Дагестане мощность фораминиферовой свиты сильно уменьшается (80—100 м), а в районе Маджалиса нижние горизонты ее, более песчанистые, залегают трансгрессивно на размытых датских слоях.

К западу от района Минеральных Вод эоценовые отложения испытывают фациальные изменения при быстром возрастании мощности. Появляются неизвестные на востоке горизонты, например: эльбурганский горизонт, свита горячего ключа, а далее на запад—глыбовый конгломерат горизонта с включениями.

Мергели указанных горизонтов становятся местами более песчанистыми, изменяют окраску, иногда пиритизированы, обогащаются слюдой.

К западу от р. Лабы аналоги эльбурганского горизонта и свиты горячего ключа не выделены, а еще западнее—на р. Пшехе, мергели подлиролецисового (хадыжинского) горизонта налегают на песчано-глинистые породы нижнего мела*.

В бассейне р. Курджипс и западнее эоцен и палеоцен представлены уплотненными глинами, глинистыми сланцами, карбонатными глинами, флишевыми образованиями и др.; литологически выделяются различные местные горизонты (абазинский, кутаисский, цице и др.).

---

* В районе гор. Ессентуки размыв верхнего мела достигает кампанского яруса.

Разграничение датского яруса (кубанский горизонт) и эльбурганского горизонта (нижний палеоцен) Северного Кавказа не представляет затруднений в западной и центральной его частях, ввиду трансгрессивного там залегания эльбургана и литологического различия их пород.

В Нальчикском же районе и далее к востоку оба горизонта выражены однообразными цветными (пестрыми и серыми) мергелями. Е. К. Шуцкая (1953) считает возможным расчленить их по фораминиферам: для кубанского горизонта руководящей является *Globigerina moskvini* Schut., а для эльбурганского—*Globigerina pseudobulloides* Plummer.

Проявления вулканизма в эоцене Северного Кавказа выражаются наличием тонких прослоев и линзообразных скоплений вулканических выбросов в верхнем эоцене северо-западного Кавказа, а также в нижнем (нальчикины) и верхнем эоцене Нальчикского района.

В юго-восточной части Большого Кавказа, в зоне его погружения, отложения нижнего палеогена имеют большое развитие. Палеоцен там представлен в песчано-глинистой фации, породы которой слагают так называемую сумгаитскую свиту; возраст ее хорошо обосновывается богатой ассоциацией фораминифер, изученной Д. М. Халиловым.

К эоцену в указанном районе относится так называемая коунская свита, сопоставляемая с фораминиферовыми слоями Северного Кавказа. Выражена она в мергельно-глинистой фации, представленной глинами, мергелями, мергелистыми известняками, песчаниками, карбонатными глинами в различном сочетании; расчленяется обычно на три отдела, фаунистически хорошо охарактеризованные богатой ассоциацией фораминифер. Коунская свита впервые была выделена и изучена на Апшероне И. М. Губкиным, посвятившим этим образованиям ряд работ.

Далее к северо-западу от Апшерона отложения эоцена встречены в зоне южного склона Главного хребта только в Кахетии, в районе города Душети и в Юго-Осетии. В эоценовой свите Квакеврис-хеви в Кахетии констатированы прослойки вулканического пепла.

Расчленить здесь эоцен весьма трудно, ввиду крайне сложной тектоники этой зоны (опрокинутые изоклинальные складки и чешуи). В северной части зоны (чиадурская или хевкрильская подзона) общая мощность эоценовых отложений достигает 1100 м. К палеоцену здесь относят часть ахветильской свиты глинистых сланцев с тонкими прослоями песчаников.

Нижний (и отчасти средний) эоцен представлен зелеными мергелистыми сланцами, аргиллитами, песчаниками и микроконгломератами с *Discocyclina* и *Nummulites* (свита квакеврис-хеви).

Средний и верхний эоцен представлены мощной толщей темных мергелисто-глинистых сланцев, иногда битуминозных, с прослоями песчаников и микроконгломератов с *Nummulites* (ильдоканская свита).

В Душетском районе эоцен является трансгрессивным, перекрывая разные горизонты меловых отложений, с базальными образованиями в основании (брекчии и др.). Выше залегают темные сланцеватые мергели с прослоями песчаников и микроконгломератов, относимые к среднему эоцену (с *Nummulites atacicus* Leym., *Assilina praefabiani* Menn.).

Далее следуют верхнеэоценовые битуминозные плитчатые мергели с *Lyrolepis caucasica* Rom.

В центральной части западной Грузии (колхидской зоне) палеоцен и эоцен представлен в основании литотамниевыми и мраморовидными известняками, реже серыми мергелями. В известняках встречены *Cardita pectuncularis* Desh. var. *eutinica* Schwetz., *Cucullaea volgensis* Barb., *Cyprina* cf. *morrisi* Sow., *Echinocorys* sp. и др. В мергелях констатирована ассоциация мелких фораминифер горизонта *Globorotalia crassata* Cushm.

Палеоценовые известняки часто залегают несогласно на разных горизонтах мела.

Средний эоцен представлен известняками, содержащими нередко богатую фауну нуммулитов: часто встречаются *Nummulites atacicus* Leym., *N. murchisoni* Br., *Discocyclina archiaci* Schl. и др.

Верхний эоцен представлен фораминиферовыми мергелями (с *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerinella micra* Cole); встречены чешуи рыб (*Lyrolepis caucasica* Rom., *Seus colchicus* Lim.).

В Абхазии под слоями с *Lyrolepis caucasica* Rom встречен *Nummulites striatus* Brug.

В верхней части толщи мергелей отмечены ассоциации мелких фораминифер двух горизонтов—*Globigerinoides conglobatus* H. B. Brady (в низах), *Bolivina* (выше).

Верхний эоцен и олигоцен. К такому возрасту отнесена мощная (свыше 1000 м) нерасчлененная мергельно-песчаниковая толща в Сочинском районе; характеризуется флорой: *Rhamnus eridans* Ung., *Cinnamonum cheuchzeri* Heer, *Diospyrus brachysepalla* Br., встреченной в низах толщи.

Непосредственно к югу от Дзирульского массива, в северо-западной части Малого Кавказа, отложения эоцена представлены уже преимущественно в вулканогенной фации, при громадном возрастании мощности (до 6000 м).

Здесь, в Аджаро-Триалетской складчатой зоне, к палеоцену и эоцену отнесена флишевая фация, совершенно согласно сменяющая (путем переслаивания в нижних горизонтах) толщу известняков литографского типа верхнего сенона.

Указанная флишевая толща (до 1700 м) представлена ритмичным чередованием мергелей, глин и песчаников, к которым в верхней половине толщи присоединяются слои туффитов (Боржомский флиш, литокластический флиш, по С. С. Кузнецову).

Выше-располагается согласно толща туфовых пород (вулканогенный флиш), в которой флишевые осадки играют вполне подчиненную роль. В основании этой толщи нередко залегает пестроокрашенная трансгрессивная (?) свита (50—100 м) плотных, часто окремнелых туфогенов с редкими *Nummulites globulus* Leym. и чешуями рыб.

Средний эоцен описываемой области представлен мощной (3—5 км) вулканогенной толщей, разделяющейся по стратиграфическому положению и литологическому составу на две свиты: в нижней преобладают пестроцветные сло-

истые туфогенные породы (мощность до 1,5 км), а в верхней — грубослоистые и массивные туфобрекчии (мощность 1,5—3,5 км). В них часты внутриформационные потоки порфиритов разной мощности и протяженности.

Среднеэоценовый возраст этой толщи определяется на основании нуммулитовой фауны, встреченной в породах эоцена в области Триалетского хребта, куда они непосредственно прослежены при детальных съемках.

Книзу вулканогенная толща среднего эоцена согласно переходит в нижнеэоценовые флишевые отложения, а сверху несогласно (?) перекрывается верхнеэоценовыми глинисто-песчанистыми образованиями. Средний эоцен характеризуется в Триалетском хребте—*Nummulites laevigatus* Br., *N. granifer* H. Douv., *N. gallensis* Heim, *N. atacicus* Leym., *N. murchisoni* Br., *N. iregularis* Desh. и мелкими фораминиферами горизонта *Acarinina (Globigerina) crassaformis* G. et W.

Верхний эоцен представлен, как указывалось, песчано-глинистыми, местами гипсоносными отложениями с *Nummulites variolarius* Lam., *N. incrassatus* de la Harpe, *N. heberti* d' Arch., *N. contortus* Desh., *N. striatus* Brug., *Discociclina pratti* Mich., *Operculina ammonea* Leym. и обильной фауной гастропод, пелеципод.

По направлению к востоку в Триалетском хребте постепенно ослабляется вулканогенный характер эоценовых отложений, почему в районе Тбилиси встречаются лишь прослои туффитов среди нормальных осадочных отложений, общая мощность которых достигает 2500 м. Они состоят из часто чередующихся мергелей, глин, аргиллитов, песчаников и туффитов, причем группируют их в ряд свит под местными наименованиями.

К нижнему эоцену здесь относят охоребскую свиту, к среднему—дабаханскую с остатками рыб и горизонт „запутанного напластования" (в основном туфобрекчии); к верхнему эоцену относятся навтлугская битуминозная и тбилисская свиты с *Nummulites incrassatus* de la Harpe, *N. variolarius* Lam., *Operculina ammonea* Leym. и др.

Фаунистически верхний эоцен Аджаро-Триалетской системы наиболее полно охарактеризован в районе г. Ахал-

циха; здесь развита песчано-глинистая толща, слагающая обширную „Ахалцихскую мульду"—синклинальную долину. Этот район считался „классическим разрезом" палеогена Закавказья, с ним параллелизовали разрезы других районов, в частности Армении, но в последние годы толкование возраста его сильно изменилось. Вопрос этот детально разобран нами в специальной статье (1951).

Раньше в упомянутой толще (верхнеэоценовой) выделяли: 1—верхний эоцен (нуммулитовую толщу), 2—нижний олигоцен (рыбная свита, горизонт с *Variamussium fallax* Korob., горизонт с *Pecten arcuatus* Brocchi), 3—средний олигоцен (свита Каратубани и др.).

Но впоследствии, по мере детального изучения указанной толщи, была встречена нуммулитовая фауна верхнего эоцена и в породах свиты Каратубани.

Значение этих фактических данных следует особо подчеркнуть, так как они снижают возраст зоны *Variamusium fallax* Korob., которая в схеме палеогена Закавказья помещалась непосредственно под горизонтом с *Pecten arcuatus* Brocchi, причем первая форма считалась руководящей для нижнего олигоцена.

Далее, к юго-востоку от Аджаро-Триалетской системы, отложения эоцена получают большее развитие на территории Армении, где они выражены в разнообразных, главным образом, смешанных осадочно-вулканогенных фациях.

Возрастное расчленение этих толщ представляло большие трудности, так как они заключают обычно нехарактерную фауну, часто солоноватоводного и пресноводного типов.

Мощные проявления вулканизма палеогенового времени обусловили сложное взаимоотношение морских и вулканогенных фаций (последние частью континентального и полуконтинентального типов). При накоплении вулканогенных толщ где-то рядом обязательно должно было происходить отложение нормальных морских или полупресноводных осадков, а следовательно, должны были существовать и переходные между ними фации — в том числе и прибрежные: последние обычно представлены галечниками и туфоконгломератами и, естественно, заключают малохарактерную фау-

ну. Некоторые же исследователи отрицают такую взаимосвязь фаций и, находя подобные прибрежные образования, считают их базальными слоями, разделяющими отложения разного возраста.



Рис. 12. Ущелье р. Дебет (Армения) к северу от г. Кировакана; вид вниз по реке. Обнажается вулканогенная толща эоцена.

Лучший разрез эоцена в морской фации находится к востоку от г. Еревана, в бассейнах рр. Гярни и Шорбулах. Здесь эоценовые отложения представлены мощной (1500 м)

толщей песчаных, песчано-глинистых и лагунных осадков, накопившихся в результате единого, строго направленного седиментационного цикла. Разрез начинается песчаниками и венчается пестроцветными гипсоносными глинами, а затем гипсами и солью.

В этой толще на разных горизонтах средней ее части была встречена фауна моллюсков, нуммулитов и др., а в верхах, в гипсоносной толще—своеобразная мактровая фауна, возраст которой вызывает споры и до настоящего времени.

По нашим данным, в указанной толще присутствуют лишь отложения палеоцена и эоцена (вплоть до верхнего).

Другие исследователи, в частности А. А. Габриелян (1947), выделяют здесь, в согласии с прежним толкованием третичного разреза Ахалциха, палеоцен—нижний эоцен, средний и верхний эоцен, весь олигоцен (нижний, средний и верхний) и, наконец, весь миоцен. К последнему отнесены гипсоносная толща с подчиненными ей глинами и мергелями, с редкими прослоями известняков полупресноводного типа.

В песчанистых известняках были встречены своеобразные мактры, которые одними определялись как мактроподобные *Corbula*, другие же доказывали их полное сходство *Mactra bulgarica* Toula, *M. caspia* Eichw. и *M. nalivkini* Koles.

Олигоцен в этом разрезе А. А. Габриелян выделяет в соответствии с разрезом Ахалциха, который претерпел ныне, как указывалось выше, существенные изменения в сторону понижения возраста.

Касаясь устанавливаемого А. А. Габриеляном наличия олигоцена в Шорбулахском разрезе, следует подчеркнуть следующее обстоятельство. Граница между периодами устанавливается обычно по смене комплексов фаун, что обусловлено изменением гидрологического (именно температурного) режима.

Граница между эоценом и олигоценом на Северном Кавказе устанавливается по смене тропической (теплолюбивой) фауны бореальной. В Шорбулахском же разрезе пышный расцвет нуммулитовой и коралловой (теплолюбивой)

фауны падает, по концепции А. А. Габриеляна, не на эоценовое, а исключительно на олигоценовое время, что невероятно, так как к концу олигоцена нуммулиты вообще вымирают.

Вышеупомянутый разрез Котайкского и Приереванского районов толковался разными исследователями по-разному, вследствие того, что структура района усложнялась наличием, к востоку от указанного в овраге Шорджри-дзор, еще одного выхода глин и мергелей с подобными же мактрами, но в совершенно другом стратиграфическом соотношении (см. схему).

Упомянутые глины и мергели подчинены (фациально) вулканогенной толще, располагающейся на породах вышеописанного разреза трансгрессивно и с большим угловым несогласием; поэтому можно утверждать, что мактровая фауна обоих выходов должна быть во всяком случае разновозрастная, в то время как А. А. Габриелян приводит одинаковые виды.

Таким образом, вопрос о возрасте указанных мактр еще далеко не решен; требуется их монографическое изучение на фоне всей совокупности фаун третичного времени области Малого Кавказа, что представляет для палеонтолога благодарную задачу.

В последние годы детальным изучением фораминифер третичных отложений Ереванского бассейна занималась Н. А. Саакян-Гезалян (1957). По заключению упомянутого автора, описанная ею фауна представляет разрез в пределах возрастных границ средний эоцен-миоцен (верхний сармат); приведена биостратиграфическая схема расчленения третичных отложений указанного района по мелким фораминиферам (в пределах возрастных границ верхний мел—постплиоцен), связанная с распространением различной руководящей макрофауны.

К сожалению, описанные фораминиферы не разрешают спорного вопроса о возрасте верхней части третичного разреза Приереванского района. Из приведенных 40 видов 27 оказались новыми, другие являются недавно установленными новыми видами или имеющими большое вертикальное

распространение; большинство же руководящих форм приурочено к отложениям, возраст которых и прежде являлся бесспорным (средний и верхний эоцен).

В частности, среди 13 форм, приведенных для олигоцена (по автору), нет ни одной руководящей; из 11 форм, приведенных для верхнего сармата (по автору), лишь *Nonion subgranosus* (Egger) могла бы указывать на миоценовый возраст включающих отложений, но сам автор отмечает (стр. 18), что „имевшиеся в ее распоряжении экземпляры этого вида неполной сохранности".

Обращает на себя внимание отсутствие в сборах упомянутого автора микрофауны из верхов пестроцветной свиты и низов гипсоносной (верхний олигоцен—нижний миоцен (?) по автору). По нашим сборам из пород указанных свит Н. Н. Субботиной определена типичная микрофауна прнабоны: *Haplophragmoides acutidorsatum* Hantken, *Uvigerina jaksonensis* Cushman, *Lenticulina fragaria* Gümbel, *Anomalina midwayensis* Plummer, *Gyroidina soldanii* d'*Orb* var. n., *Bolivina* (aff. *Bolivina adwena*, но крупнее), *Nonion umbilicatulum* Montagu, *Nodosaria, Cristellaria, Spiroplectammina, Miliolidae* (единичные) и *Cibicides*.

Вся ассоциация приведенных форм напоминает, по Н. Н. Субботиной, таковую из отложений с *Clavulina szaboi* Венгрии, которую относили раньше к нижнему олигоцену, а затем к верхнему эоцену (прнабонскому ярусу).

Среди микрофауны из пород основания пестроцветной толщи Н. Н. Субботиной было определено много видов, общих с предыдущими, например *Cibicides* с грануляциями в середине дорзальной стороны, как у *Cib. ungerianus, Spiroplectammina, Gyroidina, Miliolidae* (более разнообразная, чем в предыдущей породе), и новые виды: *Bolivina nobilis* Hantken, *Globigerina inflata* d'Orb., *Virgulina, Valvulina* и *Rotalia* (похожая на среднеэоценовую *Rotalia*), тяготеющие к более древним слоям верхнего эоцена.

В породах верхов горизонта кяриммулла упомянутым автором определены: *Amphistegina* (cf. *A. lessoni*), *Marginulina behmi* Reuss, *Clavulina cyclostomata* Galloway et Morrey (известна в верхнем эоцене Северного Кавказа),

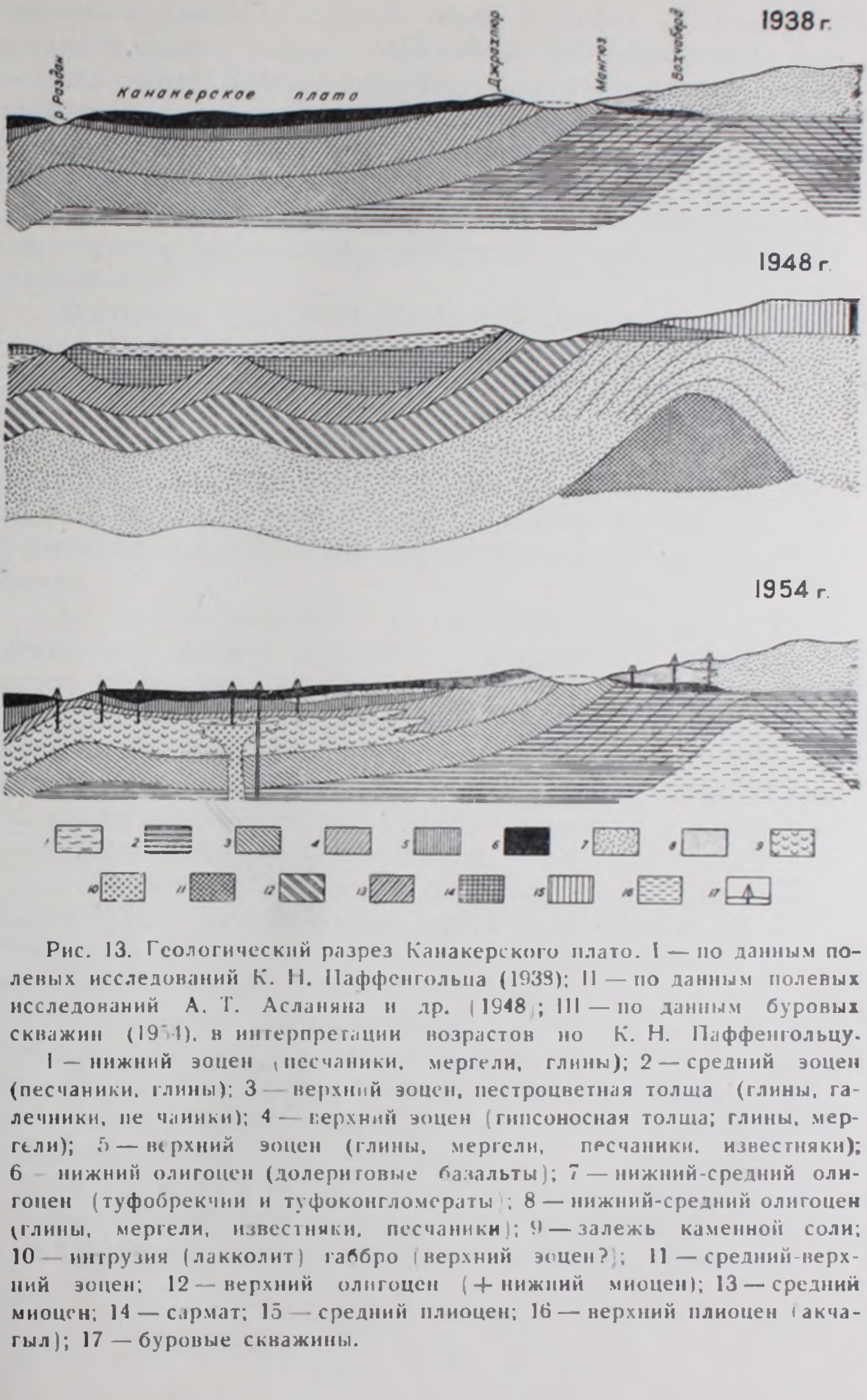


Рис. 13. Геологический разрез Канакерского плато. I — по данным полевых исследований К. Н. Паффенгольца (1938); II — по данным полевых исследований А. Т. Асланяна и др. (1948); III — по данным буровых скважин (1954), в интерпретации возрастов по К. Н. Паффенгольцу.

1 — нижний эоцен (песчаники, мергели, глины); 2 — средний эоцен (песчаники, глины); 3 — верхний эоцен, пестроцветная толща (глины, галечники, песчаники); 4 — верхний эоцен (гипсоносная толща; глины, мергели); 5 — верхний эоцен (глины, мергели, песчаники, известняки); 6 — нижний олигоцен (долеритовые базальты); 7 — нижний-средний олигоцен (туфобрекчии и туфоконгломераты); 8 — нижний-средний олигоцен (глины, мергели, известняки, песчаники); 9 — залежь каменной соли; 10 — интрузия (лакколит) габбро (верхний эоцен?); 11 — средний-верхний эоцен; 12 — верхний олигоцен (+ нижний миоцен); 13 — средний миоцен; 14 — сармат; 15 — средний плиоцен; 16 — верхний плиоцен (акчагыл); 17 — буровые скважины.

Spiroplectammina (несколько видов, похожих на таковые из верхнего эоцена Техаса), *Miliolidae* и *Anomalinidae* (несколько видов), *Rotalidae* (много), *Lagenidae* разнообразные представители, среди них несколько видов *Cristellaria (Nodosaria)*, *Bolivina* (единичные), *Globigerina* (aff. *Glob. pentacamera*).

В общем вся ассоциация отвечает типичным мелководным группам фораминифер, могущим характеризовать бартонский ярус.

В породах ядра Шорагбюрской (Шорбулахской) антиклинали Н. Н. Субботина встретила *Miliolidae* и *Rotaliidae*, сходные с таковыми из среднего эоцена Парижского бассейна.

В породах правобережья р. Куруселав ею указываются: *Amphistegina*, *Discorbis*, *Cibicides* aff. *perlucidus* Nuttal, *Cib.* aff. *ungerianus d'* Orb., *Eponides* sp. (aff. *Ep. guaybalensis)*, крупные *Nummulites*, *Rotalia*, *Nonion* и *Epistomina*.

Из вышеизложенного явствует, что микрофауна Приереванского района нуждается в дальнейшей монографической обработке.

В крайней юго-западной части Армении средне-верхнеэоценовые отложения слагают район слияния рр. Аракс и Ахурян (Западный Арпа-чай). Верхне (?) эоценовой толще подчинены на территории Турции Кульпинское и Кагызманское месторождения каменной соли.

В заключение интересно отметить, что Э. Лан (1951), долгое время исследовавший территорию Восточной Анатолии, приходит к выводу о необходимости отнести Кульпинско-Кагызманскую гипсо-соленосную толщу к олигоцену (вместо прежнего мио-плиоцена). Но эта толща по правобережью Аракса прорывается ультраосновными породами, для которых в Армении с бесспорностью доказывается верхнеэоценовый возраст; таким образом возраст Кульпинской толщи определяется как эоценовый.

Далее к юго-востоку от Еревана, по левобережью р. Аракс, отложения эоцена развиты в бассейнах рр. Веди и Арпа (Восточный Арпа-чай). Палеоцен обычно отсутствует

и разрез начинается с трансгрессивного среднего эоцена (песчаники, известняки), хорошо охарактеризованного нуммулитами. Верхи среднего и верхний эоцен обычно представлены в вулканогенной фации, имеющей наибольшее развитие. В основании эоценовых отложений здесь иногда выделяются известняки с *Discociclina*, залегающие согласно с верхним мелом. Выше в туфогенной свите встречаются *Nummulites bronguiarti* d' Arch. et Haime, *N. perforatus* de Montf., *Assilina exponens* Sow. и др. (средний эоцен). Наконец, в верхних известняковых свитах констатированы оверзские формы—*Discocyclina sella* d' Arch., *D. discus* Kaufm., *D. varians* Kaufm., *D. chudeani Schlumb.* и др. О присутствии верхнего эоцена достоверных данных пока не имеется.

На территории Нахичеванской АССР отложения эоцена имеют обширное развитие, причем представлены они чаще в смешанных осадочно-вулканогенных фациях.

Распределение фаций подчинено известной зональности, обусловленной, вне сомнения, тектоническими явлениями времени накопления осадков.

Так, например, в северо-западной части указанной области (верховье р. Джагры-чай) констатирован полный разрез палеоцена (согласный с верхним мелом), а на юго-востоке (Джульфинское ущелье) третичный разрез начинается со среднего эоцена, располагающегося трансгрессивно и с большим угловым несогласием на породах верхнего мела и юры.

В юго-восточной части Малого Кавказа—в бассейне р. Воротан у сел. Али-кули-ушаги, наблюдается совершенно согласный переход карбонатной толщи верхнего сенона (дат) в мергельно-глинистую толщу палеоцена—нижнего эоцена с характерной микрофауной (см. нашу объяснительную записку, 1953). Предполагаемых В. Е. Ханном следов перерыва и несогласия нигде не констатировано.

В бассейнах верхнего течения рр. Акяра-чай и Тутху-чай (правая вершина р. Тертер) констатированы отложения эоцена в смешанной осадочно-вулканогенной фации, хорошо охарактеризованной нуммулитами. Здесь присутствуют сред-

ний эоцен (резко трансгрессивный) в низах (?) верхнего эоцена. По северо-восточному побережью озера Севан низы эоцена представлены в известняковой фации; породы пластуются согласно (?) с верхнесенонскими известняками. Средний же и верхний (?) эоцен там представлены в вулканогенной фации, являясь непосредственным продолжением таковой Памбакского хребта.

Вдоль северного склона Малого Кавказа, на отрезке Казах—Кировабад—Мадагиз, эоценовые отложения имеют незначительное развитие. К югу и юго-западу от гор. Казаха имеются небольшие выходы среднего эоцена (с нуммулитами) в вулканогенной фации.

Дальше к юго-востоку от гор. Кировабада эоцен выражен в фораминиферовой глинисто-мергельной фации (параллелизуемой с коупом), причем полный разрез его (до 300 м), согласный с сеноном, наблюдается лишь по рр. Кара-чай и Инча-чай. К юго-востоку от этого района развит лишь средний эоцен (трансгрессивный) в песчаниковой и туфогенной фациях.

К юго-востоку от р. Аракс, в пределах Ленкоранского района (Талыша), известен полный разрез палеоцена и эоцена, выраженный преимущественно в вулканогенной фации.

Ш. Ф. Мехтиев (1953) выделяет среди палеоценовых отложений Талыша, по литолого-минералогическим признакам, три горизонта (снизу вверх): алевротуффитовый, алевролитовый и туфопесчаниковый; общая видимая мощность отложений палеоцена колеблется в пределах 1270—1380 м. Возраст толщи определяется на основании фораминиферовой фауны, встреченной как в основании разреза, так и выше (*Discocyclina*, *Globigerina triloculinoides* Plummer, *Gl. pseudobulloides* Plummer, *Globorotalia angulata* White, *Cristellaria* и др.).

Отложения эоцена налегают на породы палеоцена трансгрессивно, но с незначительным угловым несогласием. Разрез эоцена Талыша отличается полнотой и огромной мощностью составляющих его образований. Преобладают вулканогенные породы: лавы андезито-базальтового состава, их обломочные разности и разнообразные туфогены.

Нижний эоцен представлен мощной (800—2000 м) толщей базальтов, их туфов, туфобрекчий и туфоконгломератов; имеются также андезитовые туфы и туфобрекчии.

Средний эоцен представлен перемежающейся толщей (500—600 м) туфопесчаников, песчаников, глинистых сланцев, аргиллитов и алевролитов; встречаются рыбьи чешуи, растительные остатки, а также линзы угля. Возраст устанавливается по встреченной в ней богатой моллюсковой фауне, а также микрофауне.

Верхний эоцен представлен мощной (до 1000 м) толщей анальцимовых базальтов и андезитов, их туфов и туфобрекчий, сменяющейся кверху свитой (300—800 м) туфопесчаников, мергелей и аргиллитов с руководящей фауной верхнего эоцена (*Nummulites murchisoni* Brunner, *N. oosteri* de la Harpe, *Operculina* sp. и др.).

Общая мощность палеоцена и эоцена Ленкоранской области (Талыша) достигает 4 км (а майкопской толщи 2—2,5 км), что свидетельствует о значительном погружении области в палеогеновую эпоху.

Олигоцен. Отложения олигоценового времени имеют на территории Кавказа обширное развитие, причем выражены они в Большом Кавказе преимущественно в песчано-глинистой фации, а в Малом Кавказе — в песчано-глинистой и вулканогенной фациях, связанных друг с другом смешанными фациями.

На Северном Кавказе широко развита своеобразная, весьма характерная толща обычно темнокрашенных глинистых или песчано-глинистых отложений, преимущественно некарбонатных. Этот комплекс широко известен под названием „майкопская свита“ и в большей своей части принадлежит олигоцену, и лишь только ее верхние горизонты относятся к нижнему миоцену — аквитанскому и бурдигальскому ярусам и частью к среднему миоцену — гельветскому ярусу.

По простиранию этот комплекс претерпевает фациальные изменения более или менее закономерного порядка, позволяющие подразделить его отложения на несколько фациальных типов.

Олигоцен центральной части Северного Кавказа представлен, главным образом, сланцеватыми глинами и песча-

никами майкопской свиты (500—1200 м). В основании ее выделяется местами горизонт известковистых глин с *Ostracoda, Planorbella* и *Pelecypoda*, названный хадумским, подстилающихся иногда мергелями с *Variamussium fallax* Korob. Последние ранее относились к нижнему олигоцену, ныне же больше данных в пользу их верхнеэоценового возраста.

Верхняя часть майкопской свиты относится к нижнему миоцену, но отсутствие характерной фауны, за исключением рыбьих остатков, не позволяет достаточно точно наметить эту границу.

В разных районах развития майкопской толщи выделяют среди нее по литологическим признакам местные свиты, но они не могут быть прослежены на большие расстояния.

В северном Дагестане майкопская свита изучена наиболее детально и там выделены горизонты—миатлинский, нижний глинистый, муцидакальский, горизонт рики и зурамакентский. В породах последнего встречены остатки рыб *Amphisyle (Eoliscus) daghestanica* Ledn.

В хадумском горизонте здесь встречено также много рыбьих остатков—*Lepidopus leptospondylus* Heck., *Lep. brevispondylus* Heck., *Nemopteris crassa* Ag. и др.

Вдоль Каспийского побережья мощность олигоцена уменьшается до 200 м., причем нижние горизонты сохраняются полностью. В горизонте с *Variamussium fallax* Korob. по р. Рубас-чай найдена особенно разнообразная фауна.

В области юго-восточного погружения Большого Кавказа отложения майкопской свиты имеют значительное распространение, протягиваясь вдоль предгорий. Представлены они в Прикаспийском и Апшеронском районах обычными шоколадно-серыми глинами с редкими и тонкими прослоями песчаника и выцветами ярозита, конкрециями сидерита и рыбьими остатками.

Местами литологически выделяются отдельные горизонты, параллелизуемые с северо-кавказскими (рики, зурамакентским, сидеритовым и др.).

По данным микрофаунистических исследований, майкопская свита этого района расчленяется на два отдела—нижний и верхний.

Нижний характеризуется *Globigerina* ex gr. *bulloides* d'Orb., *Gl. pseudobulloides* Plumm., *Bolivina* ex gr. *canariensis* Costa, *Angylogerina* ex gr. *angylosa* (Will.), *Cibicides* ex gr. *lobatulus* (Wal. et Jac.) и др.

Верхний отдел местами (Прикаспийский район) характеризуется обильным содержанием спикул губок, мелких отолитов и радиолярий.

В Кобыстано-Шемахинском районе отложения майкопа выражены в двух фациях: северной — глинистой и южной — песчанистой. Общая мощность майкопа этого района достигает 1300 м (район гг. Шаблар и Каблар).

Возвращаясь к характеристике майкопских отложений северного склона Большого Кавказа—в его северо-западной части, следует остановиться вначале на описании вулканогенной фации майкопа, выявленной нами в этом районе в 1953—1954 гг.

Уже давно среди майкопских отложений района Минеральных Вод указывались прослои вулканических пеплов (Н. Х. Платонов, 1928), но источники этих вулканических проявлений известны не были. К югу же от Минеральных Вод давно описывались и выделялись на картах вулканические туфы кислого состава, а также липаритовые лавы, относившиеся к верхнетретичному-четвертичному времени.

Анализируя весь первичный материал по этому вопросу, нами (1954) было замечено несоответствие стратиграфического положения этих туфов и их морфологии с таковыми четвертичных отложений (террасовых). Проверка в поле показала следующее:

1. Липаритовые туфы левобережья р. Баксан в районе сел. Заюково залегают согласно на майкопских глинах, падающих полого на восток—северо-восток (вниз по реке); в силу этого падения они в районе гидростанции снижаются к руслу реки. Здесь же по правобережью реки отчетливо видно, что туфы согласно же перекрываются темными и серыми сланцеватыми глинами верхов майкопа. Ниже по реке, т. е. стратиграфически выше, констатированы отложения среднего миоцена. Таким образом, возраст липаритовых туфов решается здесь однозначно,—как верхнемайкопский.

Любопытно отметить, что на протяжении от сел. Заюково до гидростанции литологический состав туфовой толщи

несколько меняется: по направлению к востоку она постепенно обогащается терригенным материалом; очевидно здесь происходит фациальное замещение вулканогенных отложений морскими, никем ранее не отмечавшееся.

2. Вдоль ущелья р. Чегем липаритовые туфы, липариты и их туфобрекчии, падающие согласно с майкопом в районе предгорий полого на северо-восток и уходящие под отложения среднего миоцена, по направлению к юго-западу вверх по ущельям, в силу того же падения поднимаются высоко вверх по склонам, слагая затем водоразделы между рр. Баксан, Чегем, Черек, а также в виде останцев отдельные изолированные вершины гребней.

Большую изолированную площадь слагает вулканогенная толща указанного типа в верховье р. Чегем, где она развита по ее левобережью, в районе вершин Кюген-кая (3829 м) и Кум-тюбе (3779 м).

Эффузивная толща этого района слагает целиком бассейн р. Джилгы-су, значительную часть верховий р. Джунгу-су, наблюдается на правом склоне верховья р. Кестанты и в значительной мере образует левый склон долины р. Чегем, на участке между сел. Булунгу и р. Сырын-су.

По данным И. Г. Кузнецова (1938), небольшие останцы подобных эффузивов встречаются и по гребням правобережья долины р. Чегем на этом же участке.

В строении описываемой эффузивной толщи наблюдается определенная закономерность: главными типами пород являются, по С. П. Соловьеву (1938), 1—серые липаритовые лавы с туфогенным материалом, 2—дациты и 3—темно-серые андезиты, последовательно сменяющие друг друга (снизу вверх). Помимо наиболее распространенных серых липаритовых лав встречаются черные смоляноподобные разности, залегающие в основании толщи, либо прослаивающие нижние ее части. Местами встречаются агломератовые лавы.

С. П. Соловьев подчеркивает последовательность излияний лав Чегемского района от кислых к основным членам, констатируемую также на Эльбрусе и Казбеке. Но следует указать, что, по данным В. П. Ренгартена и И. Г. Кузнецова, по правобережью же р. Чегем, в районе вершины Шаухна, в основании подобной кислой толщи наблюдается поток ба-

зальтов, хотя и местного значения; такая последовательность идентична таковой Малого Кавказа, где в основании вулканогенной толщи олигоцена обычно залегают долеритовые базальты.

Мощность эффузивной толщи левобережья р. Чегем превышает 1 км, залегает она здесь на различных интенсивно дислоцированных породах докембрия, палеозоя и юры (верхней). С. П. Соловьев склонен относить их к позднеюрскому времени (считая, что лавы заполнили какую-то котловину), а И. Г. Кузнецов—к апшерону, причем оба они ссылаются на данные по этому вопросу В. П. Ренгартена по Нальчикскому району (1930).

Если же учесть показанные И. Г. Кузнецовым останцы липаритов по правобережью р. Чегем и произвести морфолого-тектонический анализ всей толщи (от г. Иире далее к юго-западу), то приходим к бесспорному выводу о том, что мы имеем дело с отчетливо дислоцированной вулканогенной толщей, что подтвердилось и наблюдениями в поле (1953 и 1954). Толща слагает ясно выраженную синклиналь северо-восточного (антикавказского) направления с шарниром, погружающимся на северо-восток. Р. Чегем пропилила свое ущелье по юго-восточному крылу этой синклинали.

Поскольку нет никаких сомнений в соответствии чегемской вулканогенной толщи таковым низовьям Баксана и Нальчикского района, возраст первой также необходимо считать олигоценовым.

Исходя из неправильной предпосылки о позднечетвертичном возрасте указанной эффузивной толщи, С. П. Соловьев (1938) трактовал выходы гранодиоритов среди эффузивов в районе вершин Кюген-кая—Кум-тюбе как „окна", считая гранодиориты докембрийскими. Но проверка в поле показала, что гранодиориты отчетливо прорывают липаритовую толщу и должны, таким образом, являться нижнемиоценовыми (см. рис. 14 и 15).

Эти гранодиориты нами (1956) параллелизуются с Эльджуртинскими. Г. М. Заридзе и Е. Е. Милановский (1957) считают указанные выходы гранитоидов „весьма древней мореной", прослаивающей вулканогенную толщу, которую они поэтому вынуждены расчленить на две разновозрастные



Рис. 11. Южный отрог массива г. Кюген-кая; гребень сложен гранодиоритами (считавшимися докембрийскими), карниз и склоны ниже его—липаритами (считавшимися позднечюрмскими), падающими полого на северо-восток, уходя под гранитоиды. Снято на ВСВ (из ущелья р. Сырын-су, лев. притока р. Чегем). Фото К. Н. Паффенгольца, 1954.

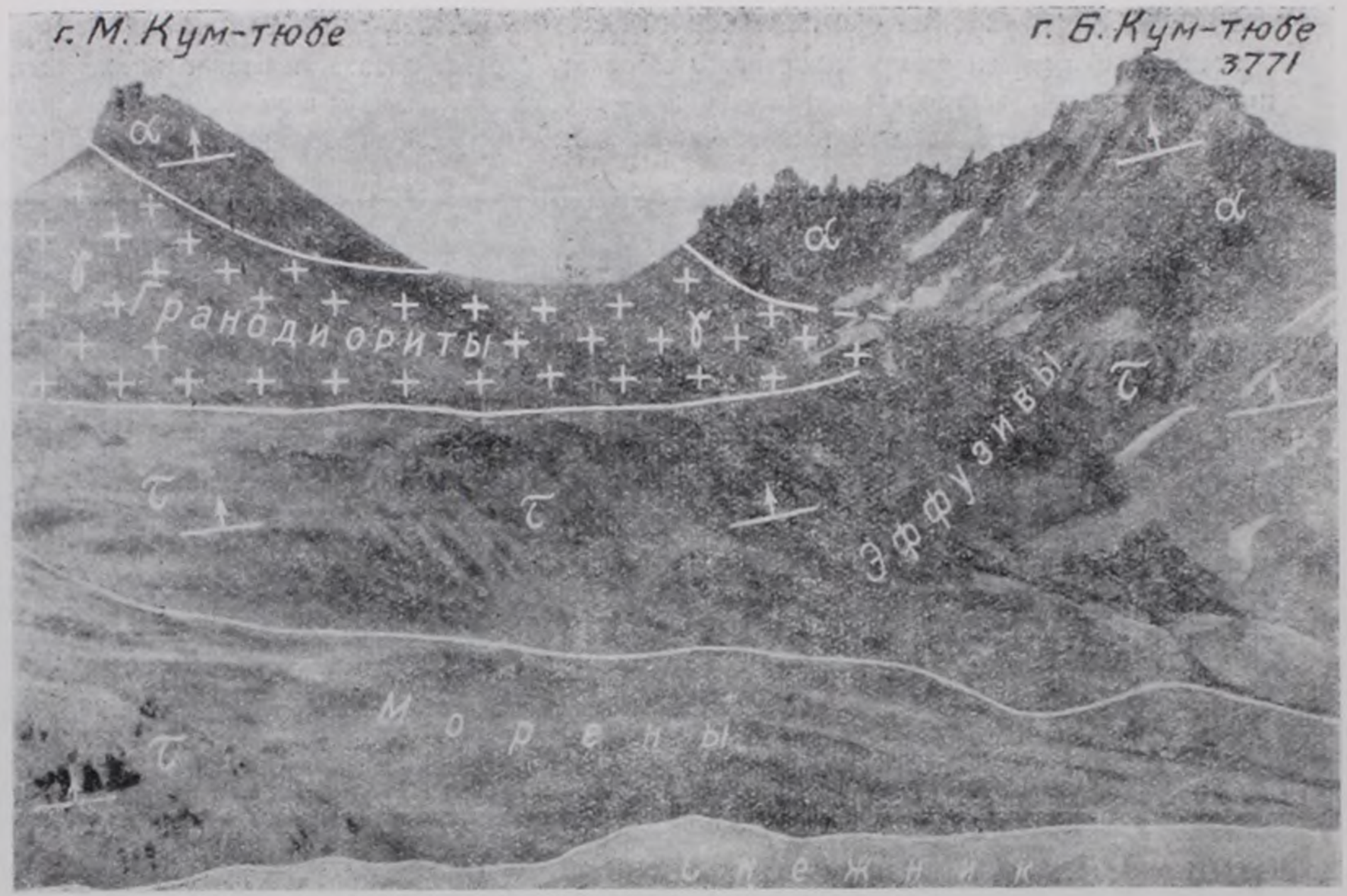


Рис. 15. Гребень и вершины Кум-тюбе (Большая и Малая); вид с ЮЗ. Вершины сложены андезитами („поздневюрмскими"), ниже обнажаются гранодиориты (считавшиеся докембрийскими), слагающие мощное пластовое тело (СВ продолжение такового на фото 14): под ними обнажаются липариты („поздневюрмские"), отчетливо стратифицированные, падающие полого (до 10°) на СВ, уходя под гранитоиды. На переднем плане древние морены ледникового цирка верховья ущелья Баулар-су (лев. пр. р. Чегем). Фото К. Н. Паффенгольца, 1954 г.

свиты, признавая все же впервые нами установленный, а другими отрицавшийся факт дислоцированности лав.

Однако несколько далее к востоку от указанной пластовой интрузии („морены" упомянутых авторов), в низовье ущелья р. Джунгу-су, Ю. П. Масуренков (1957) в том же номере Известий АН СССР описывает интрузию анортоклазовых гранодиорит-порфиров повышенной щелочности, прорывающих эту вулканогенную толщу. Подобные разности гранодиорит-порфиров Г. Д. Афанасьев (1957) констатировал в Тырныаузе (на горизонте 2300 м). Эльджуртинские же гранодиориты упомянутый автор ныне в согласии с нами считает нижнемиоценовыми.

Далее оказалось, что массив г. Эльбрус сложен разновозрастными лавами; в основании массива залегают древние, отчетливо дислоцированные эффузивы (см. рис. 16), которые хорошо сопоставляются с эффузивной толщей Чегемско-Баксанского района, почему должны быть отнесены к олигоцену.

Более же молодые лавы Эльбруса, покрывающие чехлом предыдущие и спускающиеся по ущелью р. Малки, вероятно, отвечают акчагыльскому времени (судя по глубине вреза—от 234 до 274 м).

Таким образом, вулканические проявления олигоценового времени могут считаться для центральной части Большого Кавказа доказанными; эта область в указанное время уже представляла сушу, что вносит крупные коррективы в прежние палеогеографические схемы Кавказа.

К западу—северо-западу от района Минеральных Вод хадумский горизонт представлен темно-серыми карбонатными тонкослоистыми глинами различной степени битуминозности. Майкопская толща там расчленена на 6 горизонтов: 1—баталпашинский (глинистый), 2—септариевый, 3—зеленчукский (песчанистый), 4—караджалгинский (песчанистый), 5—ольгинский (глинистый) и 6—ритцевский (глинистый, с сидеритами и доломитами). Общая мощность толщи 850—1000 м.

По направлению к западу отмечается прогрессивное расширение песчаников зеленчукского горизонта, достигающее максимума на р. Лабе. Ожелезненность песчаников споради-

чески то увеличивается, то уменьшается; на р. Фарс (западнее р. Лабы), в верхней части песчаного горизонта среднего отдела майкопской свиты находится марганцевая руда.

Еще западнее, в Нефтяно-Ширванском районе, литологический состав майкопской свиты существенно меняется:



Рис. 16. Северный Кавказ, юго-западное подножье Эльбруса. Бассейн ледника Уллу-кам; снят с перевала Хотю-тау (3541 м) на ССЗ. Обрывы сложены третичной („нижней") вулканогенной толщей (преобладают туфобрекчии), отчетливо стратифицированной и дислоцированной; падение на СВ под углом до 10°. Залегает на гранитах Главного хребта. Раньше эта толща считалась четвертичным лавовым потоком, текшим вниз по ущелью. Фото К. Н. Паффенгольца, август 1957 г.

появляется все большее количество прослоев песчаников, особенно-песков различного состава (слюдистых и др.). Горизонту песков—в верхах хадумских слоев здесь подчинена так называемая рукавообразная залежь нефти, установленная И. М. Губкиным.

В Хадыжинском районе в основании майкопской свиты глинистые отложения местами по простиранию сменяются песчано-глинистыми и спонголитовыми образованиями.

По данным буровых скважин, спонголитовый горизонт вниз по падению слоев (т. е. к северу), сохраняя свою мощность, переходит в чередование песчаников и глин.

В верхах майкопской свиты здесь встречены остатки рыб: *Promerluccius andrussowi* Menn. *Steindachnerella* cf. *bossani* Menn., *Clupeonella brevicauda* Hed.

Далее к западу мощность майкопской свиты резко уменьшается; в районе ст. Калужской она не превышает 10—20 м, увеличиваясь к северу до 100—150 м. Кремнистость глин и содержание спикул губок отмечаются в разной степени на протяжении от Хадыжинского вплоть до Анапского района.

К северу от Анапы и на Таманском полуострове мощность майкопских слоев снова возрастает.

Сопоставление эоцен-нижнемиоценовых отложений северо-западного Кавказа с соответствующими отложениями юго-восточной окраины Русской платформы приведено в таблице (по Г. И. Родзянко, 1952).

В районе гор. Сочи и его окрестностях тип строения олигоценовых (и эоценовых) отложений сохраняется. Здесь в основании олигоценовой толщи выделяется так называемая хостинская песчаная свита, сложенная чередованием стально-серых карбонатных глин и пластов песчаников. В районе Мзымты мощность достигает 500—600 м, а к востоку от р. Псоу — 1000 м. Хостинская свита представляет собою своеобразную фацию нижней части хадумских слоев, судя по наличию здесь *Planorbella*.

Хостинская свита перекрывается, а возможно, и частично фациально замещается породами сочинской свиты, представленными слоистыми темно-серыми песчанистыми глинами. Мощность свиты на р. Кудепсте превышает 800 м; встречены *Planorbella* и рыбьи остатки, характерные для хадумских слоев.

Разрез палеогеновых отложений Сочинского района венчается мощной (до 500 м) песчано-глинистой кудепстинской свитой, соответствующей майкопским слоям.

Далее к юго-востоку майкопская свита выделена в северной части колхидской зоны в Абхазии, где представлена типичными для майкопа глинами; в основании толщи выделяется хадумский горизонт, местами трансгрессивный, представленный известковистыми глинами с *Planorbella*, а также

СХЕМА

сопоставления эоцен-среднемиоценовых отложений северо-западного Кавказа с соответствующими отложениями юго-восточной окраины Русской платформы (по Г. Н. Родзянко, 1952).

	Северо-западный Кавказ	Азово-Кубанская впадина	Правобережье Дона к западу от Северного Донца	Правобережье Дона к востоку от Сев. Донца, северо-вост. Ергеней	Ергени
Верхи среднего миоцена	Конкский горизонт Караганский „ Чокракский „ Тарханский „	Конкский горизонт Караганский „ Чокракский „ Тарханский „	—	—	—
Низы среднего миоцена Нижний миоцен Верхний олигоцен Средний олигоцен	Майкопская свита	Майкопская свита	Полтавская свита	Майкопская свита	Майкопская свита
Нижний олигоцен	Хадум	Хадум	Хадум	Хадум	Хадум
Верхи верхнего эоцена	Верхи белоглинского горизонта (зона Bolivina)	Зона Bolivina	Харьковский ярус	Харьковский ярус	Солонская свита
Верхний эоцен	Белоглинский горизонт Кумский горизонт	Горизонт Cibicides ex. gr. perlucides	Киевский ярус	Киевский ярус	Белоглинская свита
Средний эоцен	Хадыженский горизонт Калужский „ Кутаисский „ (Зона Gl. aragonensis)	Горизонт единичных фораминифер	Бучакский ярус	Верхний царицынский горизонт	Зеленая свита
Нижний эоцен	Низы кутаисского горизонта (зона Globigerina canariensis)	Нижний горизонт Ейска	—	Нижний Царицын. пролейские слои	Низы зеленой свиты
Верхний палеоцен	Абазинский горизонт	Верхи палеоцена Кубано-Азовской впадины	—	Верхнесаратовские слои	Верхняя пачка палеоцена Ергеней

Nucula compta Gold., *Cryptodon unicarinatus* Nyst., *Nummulites bouillei* de la Harpe и др.

Во многих пунктах, в верхней части указанной толщи, встречена фауна, аналогичная сакараульскому горизонту нижнего миоцена.

В средней части западной Грузии олигоцен констатируется лишь на небольших участках. Выражен он преимущественно в глинистой фации, песчаники играют вполне подчиненную роль. В глинах встречаются рыбьи остатки, а в песчаниках—растительные остатки и крабы. Особенное значение имеет фация спонголитовых песчаников в основании олигоцена, к которой приурочены богатейшие залежи марганцевых руд. Мощность олигоцена этого района достигает 500—600 м; нередко он является резко трансгрессивным.

В Малом Кавказе отложения олигоценового времени выражены преимущественно в вулканогенной фации, образования которой слагают всю центральную часть указанного горного сооружения (Армянского вулканического нагорья).

В юго-восточной части Малого Кавказа вдоль предгорий развиты также песчано-глинистые фации олигоцена, типа майкопских, связанные с вулканогенными переходными (смешанными) фациями, включая и лагунные.

Залегают эти породы почти всюду трансгрессивно и нередко с большим угловым несогласием на различных отложениях от эоцена до кембрия включительно.

Таким образом, отчетливо констатируется широкое развитие трансгрессии олигоцена и доказывается наличие верхнеэоценовой орогенической фазы.

Вулканогенная толща олигоцена слагает в общем всю центральную и некоторые периферические части Малого Кавказа. Наибольшего развития она достигает в Агманганском и Ахалкалакском вулканических нагорьях, а также на горе Арагац (Алагёз); западнее она слагает в основном все Карсское нагорье („горное плато").

Вулканогенная фация олигоцена характеризуется эффузивными излияниями базальтов, андезитов и андезито-ба-

зальтов, сопровождавшихся мощными кластическими накоплениями того же состава, а также кислыми эффузивами. Основные и кислые породы эффузий связаны друг с другом целым рядом промежуточных разностей, чем определяется наличие одного вулканического цикла указанного времени.

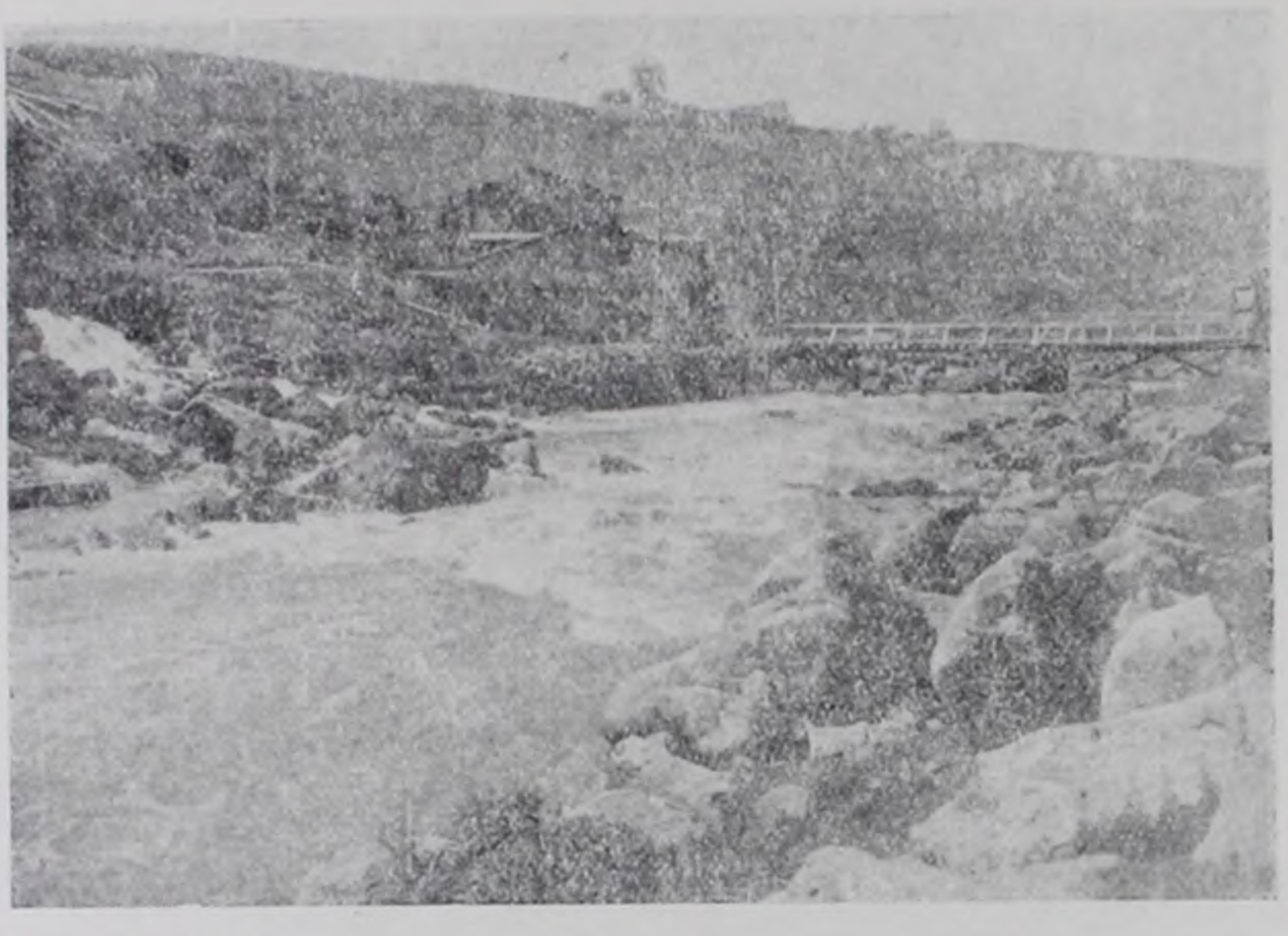


Рис. 17. Ущелье р. Ахалкалакис цхали; вид вниз по реке. Обнажения базальтов нижнечетвертичного возраста (слагают карниз), перекрывающих вулканогенную толщу олигоцена. Фото В. И. Кавришвили.

Начинались излияния олигоценового времени обычно основными лавами (долеритами) и заканчивались кислыми; значительно реже соотношение кислотности излияний было обратное. Подобное соотношение пород могло быть обусловлено разновременной дифференциацией (в силу особых тектонических условий некоторых зон) одной общей базальтовой магмы.

Наиболее кислую фацию пород олигоценовой вулканогенной толщи представляют типичные липариты и обсидианы, а также их туфобрекчии и туфы.

Следует отметить широко развитый в андезитах олигоцена процесс опацитизации; нигде в подобных породах дру-

гих возрастов он не наблюдается. В туфобрекчиях же широко развиты процессы каолинизации, кварцитизации и отчасти алунитизации.

Видимая мощность толщи свыше 1,5 км; дислоцирована она слабо, образует широкие пологие складки.

Вопрос о возрасте вышеописанной вулканогенной толщи вызывал и вызывает до сего времени горячие споры, несмотря

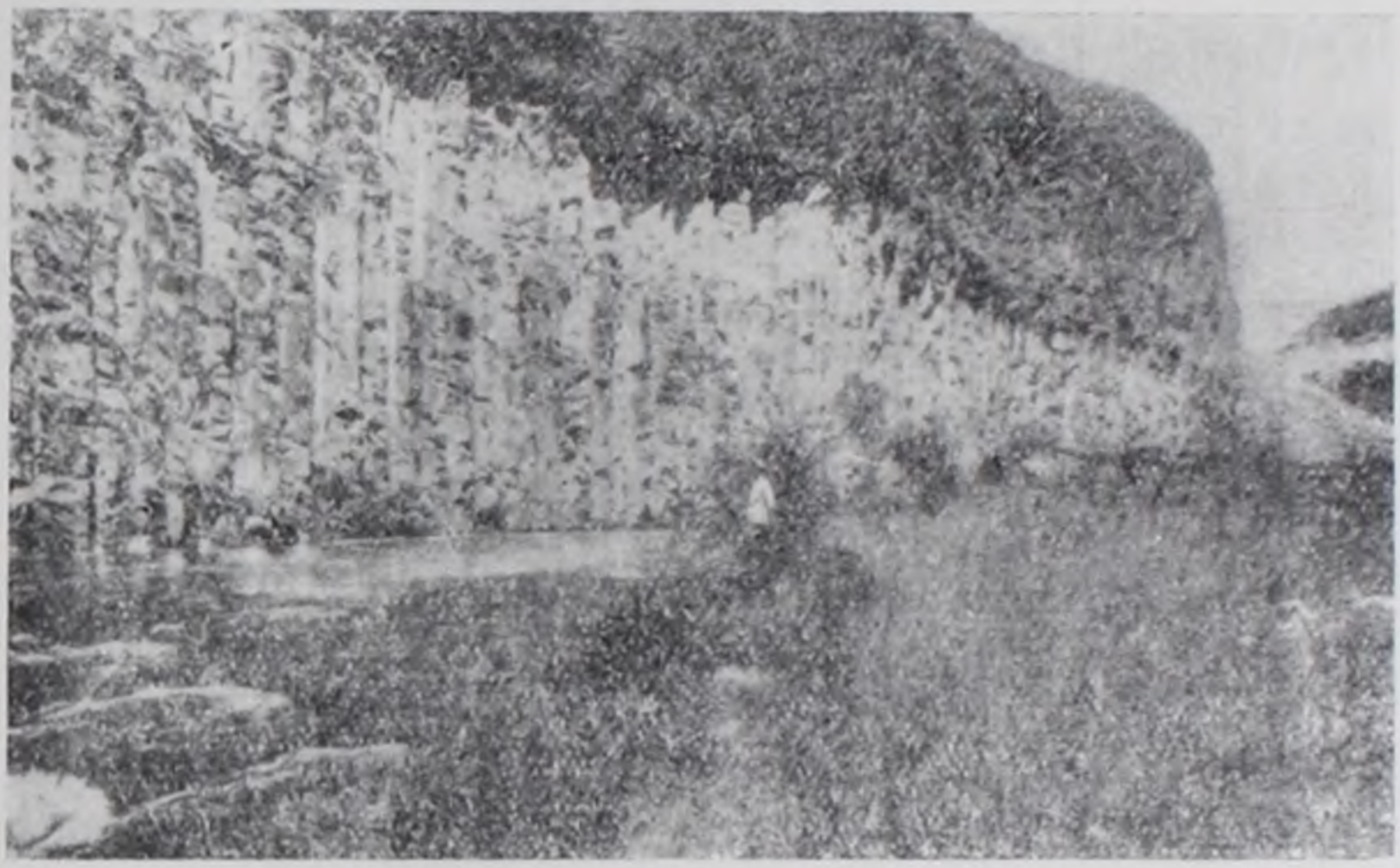


Рис. 18. Ущелье р. Раздан (Зангу) ниже курорта Арзни. Обнажения долеритовых базальтов нижнего олигоцена. Фото И. И. Мелик-Агмалова

на громадное число фактов в пользу отнесения ее к олигоцену. Другие исследователи относят ее к плиоцену. Отнесение ее к плиоцену зиждется в основном на вышеуказанном неправильном определении мактровой фауны Приереванского района.

Вулканогенные толщи континентального типа обычно не содержат руководящую фауну, почему наиболее правильным методом определения их возраста является выявление их фациальной связи с нормальными, им синхронными, морскими отложениями.

В настоящее время, когда вся территория Малого Кавказа детально закартирована, выяснилось, что взаимосвязь

(переход фаций) вулканогенной толщи центральной части Армянского нагорья и синхронных ей морских и полупресноводных отложений наблюдаются лишь на четырех участках: 1—в Ахалцихском районе Грузинской ССР, 2—Котайкском районе Армении, 3—Вединском районе Армении и 4—в Нахичеванском районе Нахичеванской АССР.

Указанная осадочно-вулканогенная толща имеет большое развитие в юго-западной части Грузии, в Ахалцихском районе, где нижняя часть ее, известная под названием годердзской свиты, содержит обильную флору так называемого ископаемого леса, неоднократно описывавшуюся в литературе. Этой же толще подчинено по правобережью р. Куры Кисатибское месторождение диатомитов, где встречена и флора и фауна.

Указанная флора А. Н. Криштофовичем относится к олигоцену, И. В. Палибиным—к плиоцену, М. Д. Узнадзе—к миоцену, а П. А. Мчедлишвили—к киммерийскому ярусу (средний плиоцен). И. А. Шилкина (1954) доказывает ее олигоценовый возраст, считая, что она имеет много общего с флорой Дарры-дага (о чем см. ниже), относимой к нижнему олигоцену (с некоторыми элементами эоценового типа).

К востоку от Годердзи, в Ахалцихской мульде развита своеобразная лагунная фация, представленная песчаниками, глинами, мергелями и вулканогенными породами; глинам и мергелям подчинены прослои лигнитов, которые в последние годы детально разведаны.

В основании этой толщи, ранее относившейся к миоцену, залегает так называемый нижний горизонт цереновых песчаников Цхрута-Цахана, трансгрессивно перекрывающих отложения верхнего эоцена (свиту каратубани и выше). Выше залегает лигнитовая свита (пестроцветные глины, мергели, песчаники, лигниты), сменяющаяся верхним горизонтом цереновых песчаников, за которым следует новая пестроцветная (красноцветная) толща глин и мергелей, песков и песчаников, венчающаяся свитой шлаковых песков, туфобрекчий, туфов и андезитов.

Эта вулканогенная свита раньше считалась четвертичной, затем ее начали параллелизовать с годердзской, считая

также плиоценовой. Но буровые работы показали, что в основании лигнитовой толщи также встречаются элементы годердзской толщи, чем сразу определилась фациальная взаимосвязь годердзской и ахалцихской лагунной толщ в целом.

Далее в последние годы в верхней пестроцветной толще (считавшейся среднемиоценовой) в районе сел. Бенара Л. К. Габуния (1951) встречена фауна млекопитающих, устанавливающая с несомненностью среднеолигоценовый возраст включающих отложений.

Исключительно важное значение находки не вызывает сомнения: впервые представляется возможность конкретно наметить путь, по которому осуществлялась связь между древними фаунами млекопитающих Азии и Европы, а также разрешить вопрос о возрасте пестроцветной толщи, до последних дней остававшийся спорным.

Наиболее характерной чертой бенарской фауны является присутствие индрикотериев, которые, несомненно, указывают на ее связь с олигоценовой фауной млекопитающих Азии и прежде всего с индрикотериевой фауной Казахстана.

Таким образом, возраст годердзской толщи никоим образом не может быть плиоценовым или миоценовым. Кисатибская флора и фауна, считающиеся по-прежнему плиоценовыми, нуждаются в дополнительной обработке.

К северо-востоку от Еревана, в районе сс. Теджрабак-Мангюс-Джрвеж, наблюдается отчетливая фациальная связь между долеритовыми базальтами Канакирского плато и так называемой вохчабердской вулканогенной обломочной толщей. Переходные фации представлены глинами, песчаниками, мергелями, туфобрекчиями, туфоконгломератами, линзами известняков.

Встречена нехарактерная пресноводная фауна, редкая микрофауна и своеобразные корбулевидные мактры, о которых говорилось выше, не дающие ответ на вопрос о возрасте включающих слоев.

В Карабахларском районе Армянской ССР, в бассейне р. Шагаплу, развита глинисто-песчаниковая гипсоносная толща, содержащая местами обильную руководящую фауну

олигоцена. Эта толща на разных горизонтах содержит прослои и линзы туфобрекчий, сами песчаники толщи местами являются туфогенными, а в районе сел. Карахач они фациально смыкаются путем переслаивания с вулканогенной толщей Гегамского (Агмаганского) нагорья.

А. А. Габриелян считает, что вышеуказанного переслаивания с туфобрекчиями нет и что последние являются „спроектированными" (при размыве) глыбами плиоценовых вулканогенных пород.

Вышеуказанная глинисто-песчаниковая гипсоносная толща бассейна р. Шагаплу (шагаплинская) протягивается из упомянутого района по непрерывным обнажениям к юго-востоку в район Нахичеванской мульды, где она отвечает нахичеванской гипсо-соленосной толще (ее низам во всяком случае), залегающей здесь также трансгрессивно на породах от эоцена до девона включительно.

Представлена здесь гипсо-соленосная толща тонко- и среднеслоистыми известковистыми глинами, песчаниками, редкими прослоями известняков, мергелей. Породы нередко окрашены в пестрые цвета (от водных окислов железа), глины часто богаты стяжениями гипса разной величины и формы, а также мельчайшими кристалликами соли.

К востоку—северо-востоку от Нахичевани в обнажениях отчетливо видно, что породы прибрежных фаций гипсо-соленосной толщи фациально смыкаются путем переслаивания с породами вулканогенной толщи массива г. Дарры-даг, в низах которой встречена руководящая флора нижнего олигоцена.

Олигоценовая вулканогенная толща Джульфинского района (Нахичеванская АССР) изучена впервые в разрезах горы Дарры-даг, где в низах ее была встречена хорошей сохранности флора нижнеолигоценового возраста (И. В. Палибин, 1947).

Расчленяется она на три свиты (Ш. А. Азизбеков): 1—красновато-бурые (ожелезненные) туфобрекчии (430 м) с подчиненными прослоями туфоконгломератов, туфо-песчаников и туфогравелитов; 2—свита (220 м) мелкообломочных туфоконгломератов и туфогравелитов голубовато-зеленых оттенков (результат хлоритизации пород); 3—туфоконгло-

мераты и туфопесчаники (250 м) красновато-бурого цвета (вследствие сильного ожелезнения). В районе смыкания вышеуказанных фаций вулканогенная толща расщепляется на три свиты, представленные уже смешанными — осадочно-вулканогенными фациями, выклинивающимися к западу.

От района горы Дарры-даг низы указанной вулканогенной толщи протягиваются по непрерывным обнажениям



Рис. 19. Формы выветривания в туфо-песчаниках даррыдагской вулканогенной толщи (олигоцена). Фото К. Н. Паффенгольца.

через сел. Абракунис и др. к северо-западу, к сел. Нагаджир и далее к сс. Сираб, Халкал и, наконец, к сел. Паис на р. Джагры-чай, где она подстилается нижней свитой (тоже „апофизой") гипсоносной толщи. Мощность этой „апофизы" даррыдагской вулканогенной толщи по направлению к северо-западу постепенно уменьшается, причем по правобережью р. Нахичеван-чай туфобрекчии кверху сменяются туфоконгломератами, свидетельствующими о прибрежных условиях осадконакопления этого участка.

К западу от сел. Абракунис упомянутая вулканогенная толща перекрывается гипсоносной свитой с маркирующим горизонтом темных кремнистых известняков с *Planorbis* в ос-

новании. Далее к северо-западу эта гипсоносная свита согласно перекрывается вулканогенной свитой горы Ушаглы (Кашир-даг), в свою очередь сменяющейся новым горизонтом гипсоносных отложений.

Таким образом, факт переслаивания вулканогенных пород с гипсоносными установлен и доказывает, что низы гипсо-соленосной толщи во всяком случае должны относиться к нижнему олигоцену; и представления о том, что породы основания гипсо-соленосной толщи должны отвечать среднему миоцену и что гипсоносная толща залегает на вулканогенной трансгрессивно, неверны.

В. И. Леонтьев на своей карте, охватывающей северо-восточную часть Нахичеванской мульды, дал неверную картину взаимоотношения гипсоносной и вулканогенной толщ. На указанной карте гипсо-соленосная свита к северо-западу от вершины Норашен произвольно расширена к востоку на 4 километра и показана разделяющей (вкрест простирания) южную часть вулканогенной толщи от северного ее непосредственного продолжения. При проверке оказалось, что вместо показанного ответвления гипсо-соленосных глин в этом районе обнажаются сплошные туфобрекчии.

На основании же карты В. И. Леонтьева, В. Е. Хаин и Л. Н. Леонтьев (1949) выделили упомянутую южную часть даррыдагской вулканогенной толщи под названием абракунисской, относя ее к олигоцену, а северо-западную, якобы несогласно перекрывающую низы соленосной толщи, назвали асадкяфской и отнесли к плиоцену. Такую концепцию принял также Ш. А. Азизбеков при последующих работах в этом районе.

Но, как указывалось выше, северо-западная ветвь („апофиза") даррыдагской толщи (асадкяф-каширдагская по Ш. А. Азизбекову) в районе сел. Паис., на р. Джагры-чай, располагается над низами соленосной толщи, затем перекрываясь породами средней ее части. Такое соотношение признано Ш. А. Азизбековым, который в таком случае должен был бы отнести эту вулканогенную свиту к сармату (а не к плиоцену), судя по сарматской, по его данным, фауне, встреченной к юго-западу от сел. Паис.

Такой вывод не отвечал его концепции. и он, вопреки очевидности, показал на карте, приложенной к последней его работе, эту явно континентальную вулканогенную толщу (туфобрекчии и туфоконгломераты) как плиоценовые экструзивные образования, прорывающие отложения сармата!?

Вопрос о возрасте нахичеванской гипсо-соленосной толщи нами неоднократно разбирался во многих работах, здесь же необходимо добавить следующее.

В последние годы Ш. А. Азизбеков (1953) встретил мактровую фауну к юго-западу от сел. Паис, среди которой К. М. Султанов определил *Mactra caspia* Eichw и *M. crassicolis* Sinz. (характеризующие верхний сармат), но А. Г. Эберзин указывает для этой же фауны лишь „отпечатки и ядра гетеродонтных морских пелеципод типа *Mactra* и *Abra*". Таким образом, фауна эта, видимо, не обладает достаточной степенью сохранности и требует дальнейших сборов и детального изучения.

Далее, указанная верхнесарматская, по К. М. Султанову, фауна встречена в низах гипсо-соленосной толщи, почему большая ее часть должна бы относиться уже к плиоцену; Ш. А. Азизбеков же считает, что эта фауна отвечает верхам толщи.

Наши детальные полевые исследования последних лет подтвердили фациальную взаимосвязь вулканогенной толщи дарры-дага с гипсо-соленосной, почему необходимо пересмотреть или даррыдагскую нижнеолигоценовую флору, или фауну гипсоносной толщи (б. ч. весьма своеобразную), а не разделять искусственным путем эти две одновозрастные толщи. Эта работа является весьма актуальной для палеоботаников и палеонтологов.

Вулканогенная толща олигоценового возраста имеет обширное развитие в центральной части Малого Кавказа, где ее мощность превышает 1,5 км. В самых верхах ее, лишь в одном пункте, в разрезе г. Дали-даг, в водораздельной части рр. Тертер, Акяра-чай и Воротан, нами еще в 1926 г. была встречена нуммулитовая фауна, определение которой вызывает споры до настоящего времени.

Положение этой фауны в разрезе ясно определяется на прилагаемом профиле (рис. 20) через указанную вершину. Нуммулиты представлены весьма мелкими формами, неотделимыми от породы. И. В. Качарава в образцах наших сборов 1945 г. определил формы, принадлежащие к ветви *Nummulites incrassatus*, проходящей через весь олигоцен; присутствие здесь же *Asterodiscus stellaris* Brun. указывает вообще на верхнеэоценовый-олигоценовый возраст толщи.

А. А. Габриелян (1947) определил среди этой фауны среднеэоценовую форму—*Nummulites subatacicus* Douv.;

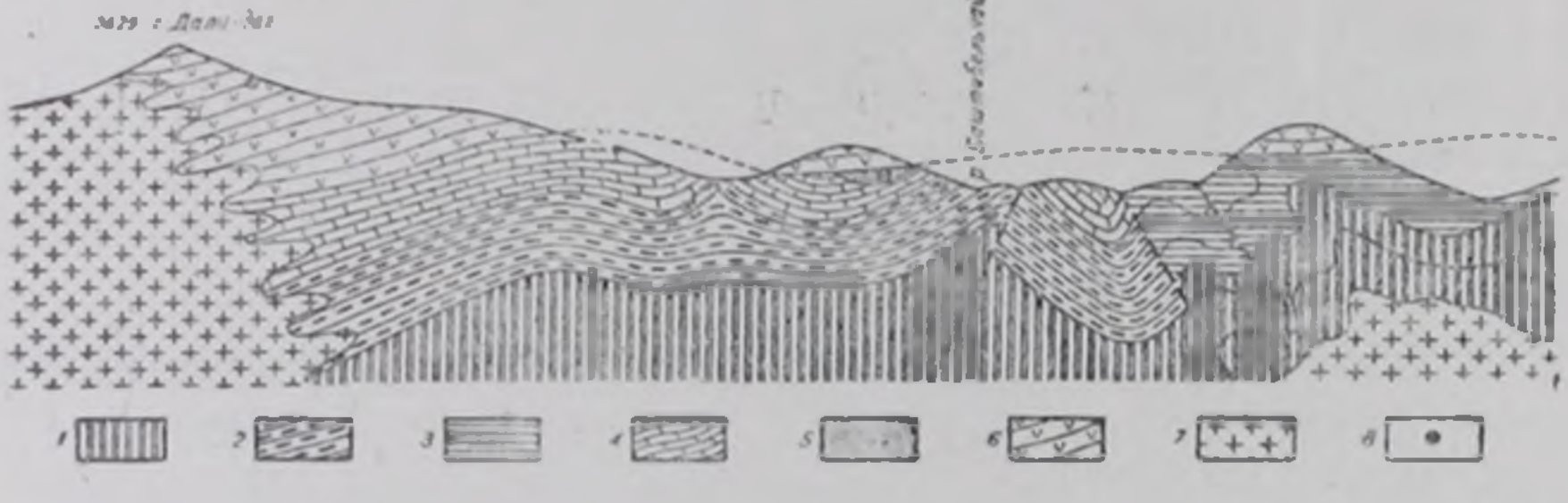


Рис. 20. Геологический разрез г. Дали-даг и верховья р. Баштибель-чай. Составил К. Н. Паффенгольц.

1—сеноман-альб (?); 2—турон (сланцы, песчаники); 3—турон—нижний сенон (вулканогенная толща); 4—сенон (известняки); 5—эоцен; 6—олигоцен (вулканогенная толща); 7—гранитоиды; 8—взбросы; 9—пункты нахождения нуммулитовой фауны.

М. А. Кашкай и др. (1950, 1952) ошибочно параллелизовали эту фауну с таковой, собранной в районе сел. Баштибель, в совершенно другом стратиграфическом положении (см. рис. 20), затемнив, таким образом, совершенно ясные взаимоотношения.

Часть этой толщи, прорываемую гранодиоритами, указанные авторы отнесли к эоцену, а остальную—к плиоцену, соглашаясь, однако, во второй из упомянутых работ (1952), что в низах плиоценовой толщи „может присутствовать и олигоцен" (подчеркнуто нами, К. П.).

На прилагаемом разрезе (рис. 20) отчетливо видно падение вулканогенной толщи г. Дали-даг к югу. Желая все

же соединить местонахождения нуммулитов на г. Дали-даг и у сел. Баштибель указанные авторы на 1 : 500 000 сводной карте Азербайджана показывают падение пород Дали-дага к северу!?

На северном склоне Малого Кавказа констатированы типичные майкопские отложения, впервые открытые (как и фораминиферовые слои) И. М. Губкиным к юго-востоку от Кировабада, в междуречье рр. Инджа-чай и Геран-чай; впоследствии они были в этом районе детально исследованы целым рядом геологов-нефтяников.

Майкопские отложения здесь разделены на ряд свит и горизонтов местного значения. Характерными особенностями осадков майкопской свиты упомянутого района являются резкая фациальная изменчивость и непостоянство мощностей, свидетельствующие о частых изменениях, происходивших в режиме майкопского бассейна (близость суши).

Кроме того, отмечается, что верхние горизонты майкопской свиты в юго-западной части района вовсе отсутствуют, что обусловлено, по-видимому, размывом этих отложений во время акчагыльской трансгрессии.

Интересно отметить в средней части разреза наличие нескольких прослоев вулканического пепла, а также туфобрекчий.

Ближе к предгорьям нижний майкоп в основном представлен глинами, песками, песчаниками и конгломератами, причем прослои их достигают значительной мощности.

Наоборот, к северу нижнемайкопские слои переходят в мощную толщу песчано-глинистых образований, состоящую из хорошо отличающихся друг от друга глинистых разрезов и песчаных горизонтов.

Выше располагается мощная толща буровато-серых, частью ожелезненных разнозернистых песчаников, переходящих в микроконгломераты, переслаивающихся с серыми, бурыми, неизвестковистыми глинами.

В породах средней части майкопской свиты указанного района встречена богатая микрофауна, неправильно сопоставляемая с фауной горизонта Каратубани. Последний, как указывалось выше, относится уже к верхнему эоцену.

Возраст же майкопской свиты Кировабадского района хорошо обосновывается как стратиграфическим положением, так и характерными ассоциациями фораминифер.

Далее к югу отложения майкопской свиты развиты в бассейне р. Воротан (Базар-чай) и по левобережью р. Аракс, близ сел. Худаферин; по правобережью р. Аракс эта толща имеет весьма широкое распространение и непрерывно протягивается к юго-востоку до соединения с выходами майкопской свиты в центральной части Талышского хребта.

В Худаферинском ущелье Аракса низы (550 м) майкопской свиты представляют собой чередование конгломерато-песчаниковых и песчано-глинистых пачек мощностью по несколько десятков метров. Выше залегает перемежающаяся толща (250 м) песчаников и глин, при преобладании последних. Глины неизвестковистые, серые в свежем и коричнево-бурые в выветрелом виде; встречаются эллипсоидальные конкреции доломитового мергеля. В песчаниках (более мощных) наблюдаются шаровые конкреции из известковистых разностей.

В Ленкоранском районе (Талыше) отложения майкопского времени имеют большое развитие.

Отложения хадумского горизонта и местами более верхние горизонты майкопской свиты трансгрессивно, а в ряде пунктов с резким угловым и азимутальным несогласием налегают на различные горизонты эоцена.

Отложения аналогов майкопской свиты Талыша отличаются от характерных для этой свиты осадков юго-восточного погружения Большого Кавказа присутствием большого количества туфогенного материала и представлены преимущественно в глинистой фации. Количество туфогенного материала в породах толщи уменьшается к северу, где местами встречаются типичные майкопские глины.

Мощность отложений майкопской свиты Талыша (без хадумского горизонта) достигает 2750 м; расчленена она Ш. Ф. Мехтиевым и А. С. Байрамовым на пять подсвит и горизонтов. Анализ отложений майкопской свиты свидетельствует о их фациальной изменчивости как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях.

Возраст толщи определяется характерными ассоциациями фораминифер, а также флорой (определенной М. Д. Узнадзе). Последняя характеризует климат времени осадконакопления указанной толщи как тропический или субтропический.

Вулканогенная и гипсо-соленосная толщи олигоцена Малого Кавказа по простиранию к западу протягиваются на территорию Анатолии (Турции), где также слагают большие площади. Вопрос об их возрасте и там был долгое время дискуссионным и лишь в последние годы разрешен французским геологом Э. Ланом (1957).

Гипсо-соленосная формация (центральной и восточной Анатолии), включающая также прослои различных лав, раньше относилась к неогену; ныне упомянутый автор доказывает, что ее стратиграфический объем обнимает конец эоцена, весь олигоцен и начало миоцена (т. е. отвечает согласно стратиграфической шкале советских геологов в общем майкопу). Совпадает она со временем крупной регрессии моря, вызванной поднятиями в Средиземноморской геосинклинальной области. На возможность отнесения гипсо-соленосной толщи восточной Турции к олигоцену нами указывалось уже раньше*.

Неоген

Миоцен (без верхов майкопа). Отложения миоценового времени имеют на территории Кавказа большое развитие, причем выражены они в самых разнообразных фациях. Наиболее полные разрезы их известны в центральном Предкавказье (Ставрополье), в Рионско-Куринской депрессии, в северо-восточной части Дагестана, на каспийском побережье, в юго-восточном погружении Большого Кавказа и Талыше. В Малом Кавказе отложения миоцена имеют незначительное развитие и выражены они в вулканогенной фации.

На Северном Кавказе отложения миоцена расчленены, по литологическим признакам и по фауне, весьма дробно, в

---

* Паффенгольц К. Н. К стратиграфии третичных отложений Восточной Анатолии и Северо-Западного Ирана. „Известия АН СССР", сер. геол., № 5, 1952.

связи с требованиями нефтяной геологии. Многие свиты и горизонты получили особые местные названия с выделением даже отдельных маркирующих пластов.

Литологически миоцен представлен в указанной области чередованием мергелей, глин, песков, песчаников, среди которых встречаются тонкие слои более плотных (крепких) мергелей, известняков-ракушников и доломитов. Мощность миоценовых отложений на участке Нальчик—Грозный изменяется в пределах 2000—3000 м, доходя в Северном Дагестане до 4000 м; к югу вдоль Каспийского побережья она снова убывает.

В указанных отложениях выделяют следующие основные стратиграфические подразделения: 1—тарханский горизонт (с *Pecten denudatus* Reuss), 2—чокракский—спириалисовую свиту (с богатой местами фауной), 3—караганские (или спаниодонтелловые) слои, 4—конкский (или фоладовый) горизонт и 5—сарматский ярус.

Последний охарактеризован богатой фауной и подразделяется на нижний сармат (синдесмиевые слои и горизонт) с *Mactra eichwaldi* Lask., средний сармат (криптомактровые слои и грозненская свита) и верхний сармат с *Mactra bulgarica* Toula, *M. naviculata* Bally, *M. caspia* Eichw.

Миоценовые отложения Ставрополья весьма интересны с точки зрения газоносности этой области, почему они здесь изучены в последние годы особенно детально.

Проявления газоносности приурочены здесь к своеобразным, весьма пологим брахиантиклиналям и поднятиям платформенного типа, углы падения которых измеряются долями градуса и минутами, почему обычным путем выявлены быть не могут, а лишь путем структурно-фациального анализа.

Миоценовым и плиоценовым отложениям Ставрополья посвящена специальная статья Н. С. Волковой (1956).

Тарханский горизонт к западу от района Минеральных Вод, в связи с трансгрессивным залеганием чокракских слоев, констатируется лишь в отдельных пунктах. На

Таманском полуострове тарханский горизонт представлен глинами, с прослоями мергеля в средней части.

Чокракский горизонт, в восточной части описываемого района, представлен песчаниками, известняками, глинами и иногда конгломератами. Далее к западу этот комплекс пород постепенно замещается почти полностью глинистой толщей (175 м, р. Пшеха). В Нефтяно-Ширванском районе среди глин появляются песчанистые отложения, а на Таманском полуострове чокрак представлен исключительно в глинистой фации; мощность его там 125 м. В Георгиевской же опорной скважине (хутор Урухский) вскрыт чокрак мощностью 700 м.

Караганский горизонт на том же отрезке вначале представлен песчано-глинистыми отложениями (с характерной фауной); к западу в его составе начинают преобладать песчанистые фации, а дальше--глинистые. В Крымском и Анапско-Гастогаевском районах караган представлен как мелководными, так и глубоководными отложениями: песчанистыми раковистыми известняками и глинами с прослоями мергелей.

Конкский горизонт выделяется обычно лишь в районах, где он выражен в мелководной фации (раковинный известняк, ракушниково-песчано-глинистые породы).

В глубоководной фации конкские слои трудно отделить от нижнего сармата, так как литологически он от него не отличим, а фауна часто отсутствует.

На Таманском полуострове конкские слои (как и другие среднемиоценовые образования) представлены в глинистой глубоководной фации. Характеризуется *Ervilia trigonula* Sok. и *Spirialis* sp.; мощность его там около 10 м.

Сармат представлен на Таманском полуострове всеми тремя отделами, выраженными в глубоководной фации разнообразными глинами с прослоями мергелей, с характерной фауной. Мощность отделов сармата (снизу вверх) соответственно: 90, 200 и 250—260 м.

В Анапском районе сармат представлен преимущественно известняками (ракушниками и др.); общая мощность отложений здесь значительно меньше.

К юго-востоку от Таманского полуострова—вдоль предгорий—полоса сарматских отложений представлена преимущественно глубоководными глинами с тонкими прослоями мергелей; краевые же их фации,—мелководные, большей частью размыты и сохранились лишь в немногих пунктах. Они представлены известняками, песчаниками, песками и песчанистыми глинами (станицы Нижнебаканская, Хадыжинская, Тульская и др.).

Миоценовые отложения в Дагестане слагают всю область предгорий и в ряде мест обнажаются на Прикаспийской равнине из-под покрова древнекаспийских накоплений и современных образований.

Наиболее полные разрезы миоценовых отложений констатированы здесь в районе р. Сулак, по р. Манас, в окрестностях сс. Губден и Уллубиево и в Каякентском районе. Южнее наблюдаются уже неполные разрезы лишь отдельных горизонтов миоцена.

Тарханский горизонт представлен здесь маркирующим слоем (1,2 м) мергеля с *Pecten denudatus* Reuss, сменяющимся пачкой (25—30 м) темных глин с раздавленными *Spirialis*.

Чокракско-спириалисовый горизонт представлен чередованием глин и песчаников и соответственно преобладанию последних делится на нижний—глинистый отдел (250 м) и верхний—песчано-глинистый (450 м).

К югу (по р. Манас) общая мощность чокрака достигает 1000 м. По р. Уллу-чай в кровле чокрака установлены характерные прослои с обильной руководящей фауной.

Караганский горизонт также представлен чередованием глин, песчаников и песков; мощность его колеблется в пределах 340—440 м, уменьшаясь к югу.

Конкский горизонт представлен глинами с прослоями песков; мощность около 50 м. Местами при отсутствии фауны трудно отделим как от караганских, так и от сарматских отложений.

Нижний сармат представлен глинами с прослоями мергелей и песчаников; мощность 150 м. Характеризуется *Syndesmia reflexa* Eichw., *Cardium lithopodolicum* Dub.,

Ervilia podolica, var. *dissita* Eichw., *Mactra eichwaldi* Lask., *Trochus* sp. и др.

Средний сармат представлен в северной части Дагестана почти исключительно глинами, постепенно сменяющимися к югу песчанистыми фациями. В Северном Дагестане средний сармат делится на криптомактровые слои и грозненскую свиту (с *Ostracoda*); к югу такое деление не выдерживается. Мощность их соответственно 175—340 м и 220—400 м. Общая мощность среднего сармата в районе Каякента достигает 700—900 м, а к Дербенту уменьшается до 500 м.

Верхний сармат представлен в северной части Дагестана глинистой толщей с подчиненными прослоями известняков; по направлению же к югу разрез в фациальном отношении меняется и приобретает характер известняково-песчанистой толщи с подчиненными прослоями глин. Полная мощность верхнего сармата наблюдается лишь в районе р. Сулак, где она достигает 650 м; в других местах остается невыясненной (разрез полностью не вскрыт).

В юго-восточной части Большого Кавказа миоценовые отложения окаймляют почти непрерывной полосой область погружения Главного Кавказского хребта.

Здесь установлено присутствие ряда горизонтов миоцена от чокракско-спириалисовых до сарматских включительно, причем выражены отложения миоцена в различных зонах в разных фациях. В Прикаспийском районе миоцен расчленен в обычном плане.

Чокракско-спириалисовые слои представлены здесь почти повсюду темными, почти черными глинами с конкрециями сферосидеритов, с прослоями черных и темно-бурых доломитизированных известняков, переполненных крупными *Spirialis*. В других местах они представлены чередованием глин, песчаников и песков.

Караганские слои представлены чередованием серо-бурых, коричневых, темно-коричневых и оливковых глин, песков и песчаников и прослоями мергелей; местами присутствуют белые кварцевые пески. Характеризуются *Spaniodontella pulchella* Bally и *Pectinariopsis* sp.

Конкские слои выражены обычно в мергельно-глинистой фации.

Нижний сармат представлен разнообразными глинами с прослоями песчаников; характеризуется *Syndesmia reflexa* Eichw., *Cardium gracile* Pusch., *Cardium vindobonense* Lask., *Cardium kasinkense* Koles., *Mactra* sp., *Ervilia dissita* Eichw. var. *andrussovi* Koles., *Er. dissita* Eichw. var. *podolica* Eichw., *Bulla melitopolitana* Sok. и др.

Средний сармат представлен в основании в известняковой фации (ракушники) с фауной мактр, модиол и гастропод.

Местами он представлен чередованием темных и синевато-серых, оливково-серых и серо-бурых глин с прослоями песков, известковистых песчаников и оолитовых известняков с богатой фауной.

Верхний сармат представлен известняками-ракушниками (преобладают), а также песками, конгломератами и местами пиробитуминозными горючими сланцами. В ракушниках встречены *Mactra caspia* Eichw. *M. bulgarica* Toula, *M. crassicolis* Sinz. и местами с *M. nalivkini* Koles.

Далее к югу—юго-востоку фации миоценовых отложений существенно меняются.

Своеобразный фациальный характер миоценовых слоев Апшеронского полуострова и практическое отсутствие руководящей фауны в их верхних и средних горизонтах заставили установить для этих отложений самостоятельную стратиграфическую схему, выработанную И. М. Губкиным. Последний разделил Апшеронский миоцен на две свиты—спириалисовую и диатомовую. Диатомовая свита впоследствии была литологически расчленена на четыре горизонта.

Разрез апшеронского миоцена начинается глинами и мергелями (с многочисленными *Spirialis* и рыбьими остатками), выше сменяющимися диатомовыми рыбными глинами, местами с прослоями мергелей и пеплов.

К юго-западу от Апшерона—в Кобыстане, миоценовые отложения отличаются наибольшим разнообразием фаций по

сравнению с синхроничными слоями остальных районов юго-восточного Кавказа. Литологически выделяется ряд свит с местными наименованиями: сиякинская (отвечающая чокрак-тарханy), чикильчайская (=караганским слоям), байгушкаинская (=конкским слоям), ахудагская свита (=сарматским слоям).

Представлены эти отложения в песчано-глинистой фации, породы которой прослаиваются на разных горизонтах и в различных сочетаниях доломитами, мергелями, песчаниками, песками и пеплами (конка). Характеризуются соответственно руководящей фауной указанных ярусов и отделов.

В Шемахинском районе миоценовые отложения имеют незначительное распространение; выходы их являются случайными останцами, уцелевшими от размыва при понтической трансгрессии.

Далее к западу—северо-западу миоценовые отложения широко развиты в Эльдарской степи, где они связаны фациально с миоценом степной Кахетии. Здесь выделены почти все стандартные горизонты миоценового разреза.

Тарханский, караганский и конкский горизонты выражены преимущественно в мергельно-глинистой фации; сармат представлен в основании глинисто-песчаниковыми, а выше—песчаниково-известняковыми образованиями.

Местами в отложениях миоцена здесь выделяются свиты с местными наименованиями (чобандагская—отвечающая среднему и верхнему сармату). Общая мощность пород среднего—верхнего миоцена здесь около 600 м.

Над слоями с верхнесарматскими мактрами в Эльдарской степи выделена так называемая эльдарская свита, представляющая континентальную фацию верхнего сармата и мэотиса. Выражена она пестрыми глинами с прослоями углистых сланцев, песков и песчаников. Встречены здесь остатки млекопитающих (*Hipparion*, *Tragoceras*, *Mastodon* и др.) и пресноводных моллюсков (*Unio*, *Planorbis*, *Melanopsis*), свидетельствующие о континентальном характере толщи.

В западной Грузии отложения миоцена представлены песчано-глинистыми образованиями, нередко переходящими в грубые песчаники и конгломераты. Местами развиты из-

вестняки-ракушники. Общая мощность миоцена здесь около 500 м, причем серия миоцена является обычно неполной; чокракский горизонт часто является трансгрессивным.

Тарханский горизонт известен только в некоторых местах и представлен глинами с *Cuspiderina*, *Xylophada* и *Cryptodon*. Остальные горизонты среднего миоцена развиты по всей указанной области.

Чокрак (трансгрессивный) представлен глинами, конгломератами, песчаниками и известняками; характеризуется *Spirialis*, *Leda fragilis* Chen., *Corbula gibba* Ol., *Cerithium catteya* Bally. *Trochus tschokrakensis* Andr.

Караганский горизонт представлен конгломератами, песчаниками, глинами, мергелями и, реже, известняками с *Spaniodontella pulchella* Bally, *Sandbergeria sokolovi* Andr. и др.

Конкский горизонт развит всюду и представлен глинами, песчаниками, а иногда ракушечниками. В нижней части горизонта встречаются *Pholas*, а в верхней—*Venus konkensis* Sow.

Сармат. Отложения сарматского яруса имеют в описываемой области широкое развитие; обычно присутствуют все три отдела сармата, являющиеся в Гурийском нефтеносном районе трансгрессивными.

В Гурии и Абхазии нижний сармат представлен глинами с прослоями рыхлых песчаников и песка; охарактеризован *Syndesmya reflexa* Eichw., *Frailia orientalis* d'Orb., *Mactra eichwaldi* Lask. и др.

Средний сармат представлен конгломератами, песчаниками, глинами и известняками, содержащими фауну *Cardium fittoni* d'Orb., *Mactra vitaliana* d'Orb., *Tapes gregaria* Part., *Buccinum duplicatum* Sow. и др.

Верхний сармат большей частью выражен глинами (с *Mactra nalivkini* Koles.) и конгломератами.

В центральной части Дзирульского массива караганские и конкские отложения выклиниваются, и глинистая толща сармата ложится непосредственно на древние граниты.

Указанные подразделения миоцена западной Грузии являются общими с таковыми для Северного Кавказа и имеют почти ту же фаунистическую характеристику.

В восточной Грузии к нижнему миоцену по северному подножью Триалетского хребта относят онкофоровые слои, которые подразделяются на сакараульский горизонт с морской фауной и коцахурский—с солоноватоводной.

Чокракские отложения выражены в двух фациях—глубоководной со *Spirialis* и мелководной—с разнообразной фауной.

Караганские слои (с *Spaniodontella*) и конкско-фоладовые—представлены известковистыми глинами с прослоями доломитизированных мергелей и песчаников с типичной фауной.

Отложения сармата достигают в восточной Грузии большой мощности (1300 м); накоплялись они в условиях предгорной депрессии и выражены как в морской, так и в континентальной фациях.

Морские отложения сармата представлены песчаниками, известковистыми глинами и известняками-ракушниками; здесь выражены все три отдела сармата, причем количество горизонтов с морской фауной увеличивается к юго-востоку и сохраняется там даже в верхних горизонтах.

Континентальная фация сармата восточной Грузии представлена конгломератами и суглинками с наземными гастроподами. Эта фация охватывает также весь мэотис, причем местами невозможно отграничить его от низов плиоцена.

Так, например, ширакская (мирзаанская) толща конгломератов и суглинков мощностью до 1700 м считается миоплиоценовой (в Кахетии, Ширакской и Эльдарской степях), по местами включена еще в состав миоцена.

К востоку—юго-востоку от Тбилиси, по северному склону Малого Кавказа, известны лишь отдельные, уцелевшие от размыва останцы миоцена, всюду являющегося трансгрессивным. На хребте Яглуджа констатированы чокрак-караган, на г. Какиль—караган, на вершине Кабах-тапа—конк-сармат.

В восточной и юго-восточной частях Малого Кавказа отложений миоцена на поверхности неизвестно. Учитывая присутствие их в Талыше и в скважинах района сел. Мир-Башир (Тертер), надо полагать, что они скрыты и под аллювием восточной части Куринской депрессии.

В Талыше (Ленкоранском районе) отложения миоцена протягиваются довольно широкой полосой в северной и северо-восточной его частях, слагая предгорья на протяжении от р. Болгар-чай на севере до р. Виляж-чай на юго-востоке.

Здесь присутствует весь комплекс слоев от тархана до верхнего сармата включительно. Представлен этот комплекс



Рис. 21. Формы выветривания в туфобрекчиях горисской вулканогенной толщи (миоцен) у гор. Горис (Армения). Фото А.Н. Соловкина.

в морской песчано-глинистой фации. В разрезе чокракского горизонта встречаются прослои мергелей, в разрезе же сарматского яруса констатированы маломощные прослои известняков и конгломератов.

Эти отложения детально описаны Ш. Ф. Мехтиевым и А. С. Байрамовым. Общая мощность миоценовых отложений Талыша около 1300 м, из них на долю сармата падает 770 м.

В юго-восточной части Армении, в Зангезуре (Сисианский и Горисский районы) констатированы отложения миоцена в озерной и вулканогенной фациях, отложения которых являются ингрессивными.

Здесь, в бассейнах рр. Акяра-чай и Воротан, древний рельеф с относительными высотами до 1,5 км, врезанный в вулканогенную толщу олигоцена и подстилающих пород, заполнен мощной (до 600 м) толщей туфобрекчий и синхроничных им диатомитовых глин.

В последних была встречена ископаемая флора и остатки рыб, по которым некоторые исследователи склонны были отнести эти глины к верхнему плиоцену. Но такому выводу противоречит факт врезания в эту толщу верхней террасы (+180—200 м), возраст которой всеми принимается бесспорно как апшеронский.

Региональные данные и сопоставление с третичным разрезом северного Ирана позволяют уверенно относить ее к среднему миоцену.

Наличие этой ингрессивной толщи является фактом большого геологического значения, так как указывает на древность рельефа Малого Кавказа.

Плиоцен. Отложения плиоценового времени имеют на Кавказе сравнительно небольшое развитие, встречаясь главным образом по периферии горных сооружений. Наибольшее распространение они имеют в депрессиях Куры и Риона; на разделяющем же их Дзирульском массиве отложений плиоцена не обнаружено.

На северном склоне Большого Кавказа, вдоль его подножья, а затем в центральном Предкавказье отложения плиоцена слагают местами большие площади.

В самом начале мэотического века происходили сильные орогенические движения, приведшие к поднятиям в области Кавказа и обусловившие восстановление связи замкнутого сарматского моря с Тетисом. Слабые движения происходили и в среднемэотическое время.

В области Предкавказья мэотический бассейн разделялся на две части — западную и восточную, соединявшиеся

между собою нешироким Ставропольским прогибом. Соответственно такому плану мест осадконакопления констатируется распределение фаций мэотических отложений указанной области. Мощности мэотических отложений колеблются в пределах от 50 до 200 м и только в восточной части, между рр. Аргуном и Сулаком достигают 1000—1300 м.

На Таманском полуострове мэотис представлен в основании глинами (с *Spirorbis*, рыбьими остатками) и ноздреватыми известняками (с мшанками и *Serpula*), венчающимися рифовыми мембранипоровыми известняками. Выше залегает толща (120 м) известковистых глин с прослоями песчанистых глин и известняков-ракушников с многочисленной характерной фауной *Neritina* sp., *Cardium* cf. *mithridatis* Andrus., *Venerupis abichi* Andrus., *Ervilia minuta* Sinz. Верхний отдел мэотиса представлен толщей (40 м) глин с прослоями песка и известняка-ракушника с *Hydrobia panticapaea* Andrus., *Mohrensternia subinflata* Andrus., *Cardium* sp., *Syndesmya tellinoides* Sinz., *Congeria* cf. *novorossica* Sinz., *C. panticapaea* Andrus. Характерно преобладание конгерий.

В Анапском районе мэотис представлен трансгрессивной толщей мелководно-прибрежных отложений (различными известняками).

В западном Предкавказье констатированы детритусовые, раковинные, мшанковые и спирорбисовые известняки, известковистые песчаники и реже глины мощностью до 200 м, представляющие все три отдела мэотиса. В северном направлении эти породы сменяются (по данным скважин) глубоководными отложениями (глинами, песками).

В Майкопском районе к мэотису отнесена песчано-охристая толща, состоящая из песчаников, песков, галечников и конгломератов с прослоями глин и мергелей. К северу от Майкопа и Армавира мэотис представлен континентально-лагунными глинами и песками, сменяющимися к северу морскими глинами с прослоями песков.

В центральном Предкавказье мэотические отложения уцелели от размыва лишь в восточной части последнего—в Арзгирском и Левокумском районах, где вскрыты в сква-

жинах. Мощность их здесь около 100 м; в некоторых скважинах удается выделить все три горизонта мэотиса: верхний с конгериями, средний—с *Dosinia maeotica* Andrus. и нижний—с прослоями песчаника и оолитового известняка.

Далее к юго-востоку мэотис представлен континентальными и континентально-лагунными образованиями. В Черных горах к мэотису отнесена толща галечниковых конгломератов с прослоями и линзами глин, песчаников и мягких мергелей.

К северу эти обломочные образования фациально сменяются мощными (до 1000 м) бесструктурными глинами, с прослоями песчаника и мелкого конгломерата.

В районе станицы Вознесенской и гор. Грозного мэотис представлен глинами, песками и песчаниками; к востоку начинают появляться и известняки

Глубоководные фации мэотиса известны, по данным скважин, лишь далее к северу (глины и песчаники, мощность около 440 м).

В Дагестане отложения мэотиса известны в Присулакском районе, где они представлены в низах чередованием (200 м) песчаников и глин с пластами ракушников, а ниже песками и конгломератами. Выше залегает толща (около 300 м) известковистых глин с прослоями песчаников и песчанистых железняков.

Нижняя толща характеризуется нижнемэотической фауной: *Cardium mithridatis* Andr., *Dosinia exoleta* Sinz., *Venerupis abichi* Andr., *Ervilia minuta* Sinz., *Syndesmia tellinoides* Sinz, *Modiola volhynica* var. *minor* Andr., *Potamides disjunctoides* Andr. и др.

В верхней толще встречены *Ervilia minuta* Sinz., *Syndesmia tellinoides* Sinz., *Congeria panticapaea* Andr. (средний мэотис), а выше—*Ostracoda*, *Hydrobia*, *Syndesmia tellinoides* Sinz. и *Congeria* ex gr. *novorossica* Sinz (верхний мэотис).

На отложениях верхнего мэотиса трансгрессивно и несогласно залегают акчагыльские слои.

В юго-восточной части Большого Кавказа (зона погружения) отложения мэотиса известны в Кобыстане, где к ним

отнесены отложения бюргутской свиты, представленные диатомовыми глинистыми сланцами, местами битуминозными, с обильными рыбьими остатками. Часто встречаются прослои доломитовых мергелей, известняков и вулканических пеплов. Известняки содержат иногда богатую фауну (керченского типа) среднемэотического возраста.

Далее к западу—в Ширакской степи и восточной Грузии отложения мэотиса выражены преимущественно в континентальной фации. Здесь к миоплиоцену, включающему и мэотические отложения, относится ширакская (мирзаанская) толща, подразделяющаяся по литологическим особенностям на два отдела: в верхнем преобладают конгломераты (800—900 м), нижний же представлен глинами и песчаниками (1500—1700 м); общая мощность толщи достигает 2600 м.

Породы содержат лишь редкую наземную и пресноводную фауну моллюсков—*Helix*, *Melanopsis*, *Planorbis* и др. Эквивалентом нижней части ширакской толщи является, по-видимому, и верхний комплекс эльдарской свиты, выделяемой в восточных участках района.

Возраст этой толщи являлся долгое время спорным; в настоящее время М. Д. Гаврилов приходит к следующим выводам: 1—толща имеет сложные фациальные переходы, так как сечет по диагонали стратиграфические горизонты, имея в различных пунктах разный возраст; 2—возраст ее обнимает верхний сармат—мэотис-понт и нижний акчагыл; 3—возраст постепенно повышается с северо-запада на юго-восток (очевидно в связи с постепенным отступанием плиоценового бассейна).

Аналоги ширакской толщи известны дальше к северо-западу в Кахетинском хребте, где их мощность доходит до 1500 м, а затем в Душетском районе (душетская свита, мощностью до 2000 м). Аналоги ее отмечаются также и в районе Мцхета и Горийско-Сурамской полосе, где мощность их уменьшается (до 450 м и ниже).

Указанное колоссальное накопление континентальных осадков могло происходить только в условиях существования у подножья гор обширной депрессии (предгорной впадины),

постепенно прогибавшейся в течение конца сармата, всего мэотиса и понта.

Отложения мэотического и понтического ярусов также широко развиты по всей Абхазии и частично в Гурии. Они трансгрессивно перекрывают третичные и меловые породы и представлены конгломератами, песчаниками и глинами.

Мэотис характеризуется следующей фауной: *Modiola volhynica* Eichw. var. *minor* Andr., *Ervilia minuta* Sinz., *Vernerupis abichi* Andr. и др. (в нижней части), *Congeria panticapaea* Andr., *Cardium mithridatis* Andr. (в средней части) и *Congeria* aff. *novorossica* Sinz., *Hydrobia* sp. и др. (в верхней части).

Нижний понт содержит: *Congeria digitifera* Andr., *Dreissensia tenuissima* Sinz., *Monodacna pseudocatillus* Barb., *Prosodacna littoralis* Eichw. и др.; верхний понт — *Dreissensia rostriformis* Desh., *Congeria subcarinata* Desh., *Didacna incerta* Desh., *Paradacna abichi* Hörn. и много других форм.

В указанной же области развиты отложения киммерийского и куяльницкого ярусов, относимых обычно к среднему плиоцену; но некоторые исследователи считают куяльник аналогом акчагыла, т. е. относят первый уже к верхнему плиоцену.

Киммерийский ярус, залегающий трансгрессивно, представлен глинами, песками, ракушниками и конгломератами; преобладают последние. Широко развиты в восточной Абхазии и Гурии, где охарактеризованы фауной: *Didacna panticapaea* Hörn., *Prosodacna longiscula* Sen. и др. Местами встречается опресненная фация с фауной *Vivipare*, *Neritina*, *Melanopsis*, *Congeria*.

Куяльницкий ярус представлен конгломератами, песками и глинами с *Prosodacna kujalnicensis* Andr., *Didacnomya vulgaris* Sinz.

На территории западного Предкавказья в распространении всех плиоценовых отложений замечена характерная особенность: по мере следования с запада на восток происходит постепенное замещение более глубоководных осадков

мелководными. В связи с этим наиболее полный разрез плиоцена представлен на Таманском полуострове.

Понтический ярус расчленен здесь на три отдела: нижний — представлен валенциеннезиевыми глинами („нижними"), песчаниками, песками, ракушниками и известняками с *Monodacna pseudocatillus* Andrus.; мощность около 80 м. Известен под названием новороссийского подъяруса. Средний отдел понта представлен глинами, песками, песчаниками и ракушниками с *Congeria subrhomboidea* Andrus.; мощность 10—12 м.

К верхнему отделу понта (босфорскому подъярусу) относится свита (до 100 м) валенциеннезиевых глин, песчаников, глинистых песков и ракушников с *Didacna incerta* Desh.

Киммерийский ярус расчленен здесь следующим образом (сверху вниз).

3. Пантикапейский горизонт. Глины со сферосидеритами, пески с прослоями железистых песчаников, и тонкими пропластками бурых железняков с *Monodacna maxima* Andrus. и др. Мощность до 50 м.

2. Камышбурунский или рудный горизонт. Глины с железистыми прослоями, железистые песчаники и бурые железняки с *Arcicardium acerdo* Desh. Мощность до 100 м.

Рудные слои обнаруживают трансгрессивный характер залегания и, перекрывая различные горизонты неогена, ложатся иногда непосредственно на фораминиферовую свиту (Анапский район).

1. Азовский горизонт. Песчаные глины, глинистые пески с *Prosodacna prionopleura* Andrus. Мощность до 20 м. К нему приурочены бурые оолитовые руды (до 3,5 м).

Куяльницкий ярус (натухинский горизонт) представлен толщей (до 40 м) песков, микроконгломератов и глин с *Limnocardium limanicum* Krest., *Dreissinsia theodori* Andrus. var. *kubanica* Krest.

Выше в разрезе следует так называемый таманский горизонт (25 м), представленный песками, галечниками и песчаными глинами с *Mactra (Avimactra) subcaspia* Andr. и др., иногда с примесью пресноводных моллюсков (аналоги акчагыла).

Венчается разрез краснодарским горизонтом (до 22 м), представленным песками с *Unio sturi* M. Hörn. и другими пресноводными моллюсками (аналоги апшерона?).

На Ергенинском плато Г. Н. Родзянко (1947) выделяет отложения акчагыла в континентальной фации, представленные толщей (50—60 м) косослоистых песков („нижние" ергенинские пески), представляющих собою обширный аллювиальный покров. За отсутствием фауны возраст толщи определяется на основании прислонения к ней более молодой апшеронской серии с типичной нижнеапшеронской фауной.

К востоку от Таманского полуострова понтические слои также отличаются большим разнообразием литологического состава и содержащейся в них фауны. Ближе к Кавказскому хребту развиты большей частью пески, известняки, конгломераты и другие прибрежные фации, к северу же преобладают преимущественно глины с *Paradacna abichi* R. Hoern.

К северо-востоку нижнепонтические породы появляются снова на дневной поверхности в северо-западной части Ставрополья, где представлены песчаниками и известняками (11 м), залегающими непосредственно на среднем сармате, перекрываясь красноцветными глинами армавирской свиты.

В северо-восточной части Ставрополья выходы понта (раковинные известняки, песчаники) известны по притокам рр. Калаус, Буйвола и др. пунктам. Затем выходы понта известны по Манычу.

По предгорьям восточного Предкавказья понтические отложения представлены конгломератами и частью песчано-глинистыми образованиями. Охарактеризованы *Monodacna pseudocatillus* Barb., *Prosodacna littoralis* Eichw., *Limnocardium subodessae* Sinz., *Parvivenus widhalmi* Sinz. и др.

Отложения акчагыльского яруса развиты как в восточной части Ставрополья, так и к юго-востоку от Минеральных Вод и дальше до предгорий Дагестана. Представлены в предгорной части преимущественно галечниками и конгломератами с подчиненными прослоями песков, глин и суглинков и обильной примесью туфогенного материала. К северу фациально сменяются мелководными морскими осад-

ками, иногда переслаиваясь с ними. Характеризуются *Cardium dombra* Sinz., *Mactra subcaspia* Andrus., *M. karabugasica* Andrus., *Potamides caspius* Andrus. и др.

В Дагестане отложения понта отсутствуют; акчагыл же представлен однообразной толщей серых, серо-бурых и желто-бурых глин, местами тонко переслаивающихся друг с другом, кверху сменяющихся песками, детритусовыми песчаниками и детритусовыми известняками с галькой, местами переходящих в конгломераты. Характерны прослои вулканических пеплов. Отдельные прослои глин богаты акчагыльской фауной. Общая мощность акчагыла на севере около 300 м; к югу она увеличивается, достигая в долине р. Самур 700 м.

В последнем пункте под акчагыльскими глинами, охарактеризованными фаунистически, обнажается континентальная так называемая подакчагыльская свита, являющаяся аналогом продуктивной толщи Апшеронского полуострова. Представлена она здесь толщей (100 м) глин (бурых, с красноватым оттенком, сильно известковистых, неслоистых, с неправильными известковистыми стяжениями типа журавчиков), фациально сменяющихся к западу (к предгорьям) конгломератами. К югу от р. Самур мощность последних достигает 500 м.

На территории Прикаспийской низменности, к северу от Дагестана, по данным скважин на Промысловской площади отложения палеогена полностью отсутствуют, а неоген представлен только верхним плиоценом, выраженным в глинисто-песчаной фации; местами имеются прослои ракушника. Общая мощность плиоценовых (акчагыл-апшеронских) отложений 384 м (на интервале 96—480 м в скважине № 8); мощность акчагыла около 100 м. Пески водоносны, причем вода содержит растворенный газ.

Разрезы третичных пород Промысловской площади обнаруживают большое сходство с таковыми Песчаной площади и Астраханской опорной скважины.

К югу от Промысловской, в скважинах Джанай и Артезиан, разрез третичных отложений резко увеличивается в мощности за счет появления новых, более глубоких гори-

зонтов—карагана, майкопа и фораминиферовых слоев. Сравнение разрезов показывает, что по направлению с юга на север идет последовательное уменьшение мощности палеогеновых и миоценовых отложений до полного их исчезновения на Промысловской площади. Особенно резко это проявляется для майкопского яруса, мощность которого изменяется от 1280 м в скважине Артезиан (преобладают глины) до 642 м в скважине Джанай и до нуля—в Промысловских скважинах.

Мощность же фораминиферовых слоев в северном направлении увеличивается на 67 м (в Артезиане 150 м, а в Джанае 211 м).

Иная картина наблюдается для верхов третичной системы. Суммарная мощность плиоцена составляет в скважине Артезиан 377 м, в скважине Джанай—360 м, в Промысловской (скв. № 8)—384 м, т. е. остается почти неизменной. Увеличение мощности плиоцена наблюдается в Астраханской опорной скважине (508 м), но состав отложений там тот же. В сел. Песчаном мощность плиоцена заметно снижается.

Дальше к юго-востоку, в Прикаспийско-Кубинском районе отложения понтического времени представлены глинисто-песчаными образованиями, на Апшеронском полуострове—глинистыми осадками, в Кобыстане—глинисто-песчаными накоплениями и ракушниками, в Шемахинском районе—известняково-глинистыми породами, а в западном Азербайджане—континентальными образованиями.

Фауна понта Азербайджана содержит своеобразные формы *Didacna pirsagatica* Andrus., *Monodacna babadjanica* Andrus., *Prosodacna ampelakiensis* Andrus., *Melanopsis bonelli* Sism., *Valenciennesia annulata* Reuss., *Paradacna abichi* R. Hoern, *Cardium* sp., *Limnocardium* sp., *Brosmius elongatus* Kramb., *Chrysophrys brusinai* Kramb. и др.

Мощность отложений понта колеблется (по районам) от 140 до 350 м; наибольшая в Кобыстане.

Наиболее примечательным членом плиоценового разреза Азербайджана является так называемая продуктивная толща, выделяющаяся своей исключительной нефтеносностью,

своеобразным фациальным обликом с огромной мощностью.

Изучение продуктивной толщи затрудняется рядом обстоятельств, вытекающих из ее фациального своеобразия и отсутствия руководящей фауны. Расчленение ее произведено на основании литологии, в результате микропетрографических исследований.

Наиболее полно эта толща изучена на Апшеронском полуострове, почему апшеронский фациальный комплекс продуктивной толщи является основным для сравнения с ним фациальных комплексов, развитых в других районах ее распространения.

На Апшероне продуктивная свита разделена на три отдела, верхний из которых расчленен на три свиты и нижний — на пять; средний отдел представлен песчанистой свитой („перерыв").

Продуктивная толща Апшерона в общем представлена песчано-глинистыми отложениями, глинами и песками мощностью свыше 3000 м; наибольшие колебания мощностей наблюдаются для Сураханской свиты (глины; от 200 до 1400 м).

В зависимости от фациальных особенностей, состава аутигенных и вторичных минералов, микрофауны и др. (П. П. Авдусин, 1952 и др.) в соседних с Апшероном районах различают следующие типы осадков продуктивной толщи: кубинский, кызылбурунский, донгуздыкский, восточно-кобыстанский, ленгебизский и сальянский.

Генезис продуктивной толщи является сложным и до сего времени окончательно нерешенным, так как является, видимо, смешанным, многообразным. Высказаны четыре группы воззрений: 1—образование продуктивной толщи в прибрежной мелководной обстановке, 2—в континентальных условиях, 3—в условиях замкнутого материкового бассейна и 4—в условиях дельтового накопления.

Отложения акчагыльского яруса широко развиты как в области юго-восточного погружения Большого Кавказа, так и в Куринской депрессии. Представлены они серыми, темно-серыми, желто-бурыми сланцеватыми глинами, серыми, стального цвета песками и песчаниками, конгломератами, известняками-ракушниками и прослоями вулканического пепла.

Указанные осадки встречаются в различных сочетаниях, при сильном колебании их мощностей, в соответствии с зонами их развития.

Характеризуются *Cardium dombra* Andrus., *C. vogdti* Andrus., *C. karelini* Andrus., *C. nikitini* Andrus., *C. radiiferum* Andrus., *Mactra subcaspia* Andrus., *M. karabugasica* Andrus., *M. inostranzevi* Andrus., *M. ossoskovi* Andrus., *M. acutecarinata* Andrus., *Potamides caspius* Andrus.

Отложения акчагыла являются резко трансгрессивными: мощность их колеблется в пределах от 500—800 до 1000 м. Местами расчленяются на свиты местного значения. К западу, в Ширакской степи и по окраинам Куринской депрессии констатируется смена морских фаций континентальными.

В Куринской депрессии, судя по данным буровых скважин, с запада к востоку литторальные отложения через неритовые (глины, пески) сменяются батиальными (темные глины). Мощности к востоку соответственно уменьшаются (от 800—1000 до 60—100 м).

На северном склоне Малого Кавказа акчагыльские отложения развиты к юго-востоку от Кировабада (Гянджи), в районе Нафталанского нефтяного месторождения. Здесь они представлены в обычной своей фации, с характерной фауной.

В юго-восточной части Малого Кавказа к плиоцену возможно отнести пресноводно-континентальные отложения, известные в Карягинском районе, в низовьях рр. Кенделен, Куру-чай, Черекень и др. Здесь обнажается толща серых и светло-серых глин, желто-бурых суглинков, серых песков (часто косослоистых), песчаников и галечников; в ней встречаются растительные остатки и пресноводная фауна.

В Талыше на поверхности плиоценовых морских образований не встречено; но В. В. Богачев указывает (письменное сообщение) на нахождение им к юго-западу от селений Астрахан-базар и Пришиб высыпок акчагыльских раковин.

Далее к северо-востоку акчагыльские отложения встречены в скважинах у сс. Новоголовка, Гермели и др., где представлены в морской фации серые и темно-серые глины

с *Mactra subcaspia* Andrus., *M. venjukovi* Andrus., *Avimactra ossoskovi* Andrus., *Clessionella vexatilis* Andrus., *Cardium* sp., *Potamides* sp. и др.

Коренные выходы плиоцена известны к северу от Талыша среди Куринской равнины (Аджи-Кабул, Баба-Занан, Хан-кишлак и др.). Здесь констатированы продуктивная свита, акчагыл (и апшерон), выраженные преимущественно в песчаниково-глинистой фации.

К плиоцену должна быть отнесена в Малом Кавказе вулканогенная толща, слагающая в восточной Армении (Зангезуре) так называемое центральное Карабахское нагорье (западный Карабахский хребет) с вершиной Иширлы (3254 м).

Представлена указанная толща андезитами, андезито-дацитами (трахиандезитами) и др.; обломочные образования в ней отсутствуют. В основании этой толщи залегает свита базальтов и андезито-базальтов, слагающих известное в физико-географической литературе Учтапалярское плато. Эта толща является ингрессивной, залегает на вышеописанной ингрессивной же горисской вулканогенной толще, составляя непосредственное ее продолжение.

К плиоценовому же возрасту предположительно отнесена вулканогенная толща, слагающая Кельское вулканическое плато в центральном Кавказе к югу—юго-западу от Казбека.

Указанная мощная вулканогенная толща, сложенная андезитами, андезито-дацитами и дацитами, а также их обломочными разностями, является отчетливо ингрессивной и весьма слабо дислоцированной. Подстилается она породами карбонатного флиша верхней юры—нижнего мела; никаких аллювиальных или моренных отложений на контакте не наблюдается.

По наблюдениям К. Н. Паффенгольца (1956) эта толща заполняет рельеф альпийского типа и в нее в свою очередь врезаны все четыре террасы четвертичного времени (включая гюнцскую, относительной высоты свыше 300 м). Таким образом, здесь бесспорно доказывается дочетвертичный (плиоценовый во всяком случае) возраст рельефа Большого Кавказа.

Параллелизуя лавы Кельского плато с эльбрусскими (нижней свитой), находим существенные различия; кроме того, эльбрусские эффузивы не ингрессивные, а слагают водоразделы. Поэтому кельскую вулканогенную толщу можно сопоставлять по возрасту с подобными горисской и ишихлинской толщами Малого Кавказа, т. е. отнести к миоплиоцену.

Ишихлинская толща параллелизуется нами с плиоценовой вулканогенной толщей массива горы Сехенд (к югу от Тавриза), включающей известную фауну позвоночных у сел. Марага.

Незначительные выходы озерных плиоценовых отложений известны в ущелье р. Мегри-гет, в районе сел. Нор-Аревик и др. Представлены глинисто-песчаниковыми породами с прослоями углистых сланцев и бурых углей; располагаются на гранодиоритах нижнемиоценового возраста. Встречена флора и фауна средне-верхнеплиоценового возраста (А. Л. Тахтаджян, 1956).

Заканчивая на этом анализ распределения фаций третичных отложений, попытаемся суммировать эти данные и сделать некоторые выводы.

1. Изложенные выше факты свидетельствуют о том, что в накоплении нормальных осадочных толщ разных периодов наблюдается определенная цикличность: седиментационный цикл каждого из отделов третичного периода, если он проходит до конца, начинается накоплением осадков трансгрессивных серий и заканчивается регрессивными лагунными свитами, в той или иной степени соле- и гипсоносными (последнее явление наблюдается, конечно, чаще). Величина лагунных бассейнов и мощность накопившихся в них отложений с течением времени прогрессивно уменьшаются.

2. Проявления вулканизма являются неотъемлемой особенностью каждого периода, причем масштаб этого явления прогрессивно уменьшается.

3. Распределение вулканогенных фаций, казавшееся раньше хаотическим, строго закономерно. Магматический цикл каждого периода начинается основными излияниями и заканчивается кислыми эффузивами. Отступления от этого

правила единичны и обусловлены местами тектонических явлениями (второстепенной складчатостью внутри тектонических зон).

4. Вулканогенным толщам каждого периода, естественно, отвечают нормальные морские или полупресноводные осадочные толщи. Определение возраста соответствующих вулканогенных толщ должно производиться методом корреляции по фациальной связи их с синхроничными морскими отложениями.

5. Из вышеприведенного фактического материала явствует, что палеонтологи и палеоботаники должны пересмотреть некоторые свои концепции и серьезно заняться корреляцией фаун и флор морских, полупресноводных и континентальных фаций.

Постплиоцен

На территории Кавказа отложения четвертичного времени имеют весьма обширное распространение, причем выражены в разнообразных фациях; представлены они как нормальными осадочными, так и вулканогенными породами, нередко связанными между собою „промежуточными" фациальными образованиями.

В основу расчленения четвертичных отложений Кавказа нами взята шкала подразделения четвертичной системы, принятая в 1932 г. на Второй международной конференции по изучению четвертичного периода, согласно которой нижняя граница системы проводится в основании гюнцских или апшеронских отложений. Такое деление отвечает цельности комплекса четвертичных отложений, а также терра-

Общий ход четвертичной истории Земли определяется одними и теми же факторами: 1—вертикальными осцилляциями всей горной системы и 2—климатическими колебаниями.

Каспийские трансгрессии четвертичного времени совпадают с моментами оледенения Кавказских гор (В. Д. Голубятников, И. Ф. Пустовалов, А. Л. Рейнгард и др.). Хвалынская трансгрессия отвечала, по А. Л. Рейнгарду (1940), последнему оледенению, хазарская—предпоследнему (треть-

СРЕДИЗЕМНОЕ МОРЕ	БОСФОР	ЧЕРНОЕ И АЗОВСКОЕ МОРЯ	МАНЫЧ		КАВКАЗ ЛЕДНИКОВЫЕ И МЕЖЛЕДНИКОВЫЕ ЭПОХИ	КАСПИЙ ← ТРАНСГРЕССИИ И РЕГРЕССИИ →		ТЕРРАСЫ КАСПИЯ (ДАГЕСТАН)
Фландрская (ниццская) терраса (+5 м)	Сток в Средиземное море	*Современные слои* Modiola phaseolina, Mytilus galloprovincialis, Cardium edule L.	Связи нет		Новокаспийский век	Mytilaster lineatus Gmel., Cardium edule L., Didacna trigonoides Pall.	Q_{IV}	Террасы +5 - 8 - 12 м
		Древнечерноморские слои: Mytilus galloprovincialis, Hydrobia ventrosa, Mactra subtruncata, Cardium exiguum, C. edule, Cilichnina variabilis.				Cardium edule L., Didacna trigonoides Pall.		
				Б	Оледенение	*Излияние лав типа Е* *Послехвалынская орогеническ. фаза*		
Монастерская терраса (+12-14, 16-20м)	Связи нет	*Новозаксинские слои:* Monodacna pontica Eichw., Didacna moribunda Andr.	Связи нет	В-Б	Межледниковая эпоха Хвалынский век	Didacna ex gr. praetrigonoides Nal.	Q^{hv}_{III}	Джебельская терраса (I) (+16-20 до 35-40 м)
	Сообщение есть	*Карангатские слои:* Mytilaster lineatus Gmel., Gonithoilum reticulatum d.C., Nassa reticulata L., Abra ovata Phil., Cardium edule L. *Среднезаксинские слои.*	Сток в Черное м. море			Didacna protracta Eichw., D. eberssini Fed., D. ex gr. trigonoides Pall.		
				В	Оледенение	*Излияние лав типа D* *Предхвалынская орогеническ. фаза*		
Тирренская терраса (+28-30, 34-43м)	Свободное сообщение	*Узунлярские слои.* Cardium edule L., Syndesmia ovata, Mytilaster montercatoi, Dreissensia.	Сток в Черное м.	Р-В	Межледниковая эпоха Хазарский век	Didacna subovalis Prav., D. ex gr. surachanica Andrus.	Q^{hz}_{II}	Гильярская терраса (II) (+50-75м)
		Древнезаксинские слои. Didacna aff. crassa Eichw., Monodacna pseudocardium Desh., Adacna laeviuscula Eichw., A. plicata Eichw. *Урунджинский горизонт*	Сообщение есть			Didacna pallasi Prav. *В основании переходные слои с* D. eulachia Bog.		
				Р	Оледенение	*Излияние лав типа С* *Предхазарская орогеническая фаза*		
Милацкая терраса (+55-64м)	Сток в Средиземное море	*Чаудинские слои:* Didacna tschaudae Andr., D. pleistopleura David., D. baeri-crassa Pavl., D. pseudocrassa Pavl., Monodacna subcolorata Andr., Ninnia magna Andr.	Свободное сообщение проливом	М-Р	Большая межледниковая эпоха Бакинский век	Didacna rudis Nal., D. ex gr. cardiformis Andrus. Didacna parvula Nal., D. catillus Eichw.	Q^{b}_{I}	Койсуйская терраса (III) (+80-105 до 140-150м)
				М	Оледенение	*Излияние лав типа В* *Предбакинская орогеническ. фаза*		
Сицилийская терраса (+87-94м)		*Краснодарский горизонт, Скифские глины, Таманские слои, Несмеяновские слои, Хапровские пески* — *Армавирская свита*		Г-М	Межледниковая эпоха Верхнеапшеронский век	Apscheronia propinqua Eichw	Q_{Iap_3}	Леджетская терраса (IV) (+190-225м) Кусарская свита
				Г	Оледенение	*Излияние лав типа А* *Предверхнеапшеронская орогеническая фаза*		
Калабрийская терраса (+200м)		*Гурийские слои - аналог среднего и нижнего апшерона. Наговские, Манычские и Кутейниковские слои.*			Доледниковое время	*Средний апшерон* – Apscheronia raricostata Sjoegr. *Нижний апшерон*	$Q_{Iap_{1-2}}$	
		Таманский горизонт				*Анчагыл*		
		Куяльницкие слои				*Продуктивная толща*		
		Киммерийский ярус						

Рис. 22. Сравнительная стратиграфическая схема постплиоцена Черного моря, Кавказа и Каспийского моря (соотношение оледенений Кавказских гор и морских трансгрессий Каспия и Черного моря). Составил К. Н. Паффенгольц по данным Г. И. Попова, Н. И. Николаева, П. В. Федорова, А. Л. Рейнгарда, С. А. Яковлева, Л. А. Варданянца и др.

ему) и верхнебакинская—второму. Морена этого последнего увязывается, по А. Л. Рейнгарду, у сел. Зейхур с третьей, койсунской, по терминологии В. Д. Голубятникова (1938), террасой долины Самура, которая при выходе из гор сливается с верхнебакинской террасой Каспия.

П. В. Федоров (1954) отмечает, что если максимум трансгрессии в Каспии, как изолированном бассейне, наступал в момент наибольшего поступления талых вод в конце оледенения, то наибольшее повышение уровня Черного моря и его осолонение, обусловленное вторжением средиземноморских вод в связи с повышением уровня Средиземного моря и океана, происходило в климатический оптимум межледниковой эпохи. Поэтому им делается вывод о разновременности трансгрессий в Каспии и Черном море.

Водно-ледникового характера галечники кусарской свиты переходят, по данным И. Ф. Пустовалова (1936), ниже сел. Зейхур в каспийские отложения, охарактеризованные фауной верхнеапшеронского возраста.

Поэтому, на основании данных А. Л. Рейнгарда и других исследователей, можно доказывать следующее соотношение моментов жизни Каспийского озера-моря, Черного моря и оледенений Кавказа (см. таблицу).

В северо-западной части Кавказа нижнечетвертичные отложения, отвечающие по возрасту апшеронскому ярусу Каспийского бассейна, встречены буровой скважиной в Ейске на глубине 37—49 м от поверхности. Представлены они свитой (12 м) кварцевых песков, в которых встречены многочисленные пресноводные моллюски: *Dreissensia polymorpha* Pall., *Viviparus* ex gr. *diluvianus* Kunth., *Lithoglyphus* sp. в сопровождении унионид левантинского типа: *Unio sturi* M. Hoern. и *Unio maximus* Penecke (non Fuchs), а также руководящей формы апшеронского яруса Каспия—*Apscheronia propinqua* Eichw.

Указанные слои с *Unio sturi* M. Hoern., названные краснодарским горизонтом, встречены буровой скважиной в Краснодаре (на глубине 88—90 м ниже уровня моря), а в коренном залегании—по западному побережью Таманского полуострова. В последнем пункте в песках указанного гори-

зонта встречена обильная фауна унионид, поразительно сходная с левантинской фауной р. Сала (у сел. Несмияновки), открытой В. В. Богачевым.

Этому же горизонту верхнего апшерона должны отвечать и хапровские пески с фауной млекопитающих, прослеживающиеся по правобережью Дона между Ростовом и Таганрогом, а также так называемые танаисские отложения (Г. И. Попов, 1947), представляющие аллювий верхнеплиоценового Дона. Последние выступают в ряде пунктов вдоль окраинной зоны северного крыла Азово-Кубанской впадины.

Вдоль окраинной зоны Ергеней Г. Н. Родзянко (1947) выделяет толщу (50—60 м) косослоистых песков („верхние" ергенинские пески) апшеронского возраста. Эта серия песков связана с системой локализовавшихся потоков, которые размывали акчагыльский песчаный покров (местами на полную мощность), и занимает прислоненное положение относительно акчагыльского песчаного покрова. Нижнеапшеронский возраст песков определяется формой *Adelina voluta* Andrus., встреченной в разрезе буровой скважины у станицы Кутейниково и в разрезах р. Большой Куберлы у хут. Старо-Песчаного. Эти данные указывают на то, что вдоль долины Маныча Апшеронский бассейн сообщался нешироким проливом с Черноморской областью в течение всего апшеронского времени.

К нижнеапшеронскому же возрасту относятся и так называемые нагавские левантинские слои (озерно-аллювиальные глины с унионидами и др.), прослеживающиеся по левобережью Дона в северо-западной части Ергеней.

К апшеронскому же возрасту относятся и так называемые манычские слои, развитые по южному склону Ергеней, представленные толщей (30 м) глин и песков, содержащих *Dreissensia pontocaspia* Andrus. Залегают они на размытых породах майкопской свиты.

К верхнеапшеронскому же времени (в несколько расширенном понимании) должны быть отнесены и так называемые скифские глины, известные в литературе также под названиями „красно-бурые", „пестроцветные", „сыртовые", „армавирские", широко распространенные на Украине, в

Крыму, в Предкавказских степях, в Заволжье и далее к востоку.

Не считаясь с рельефом, скифские глины в Ергенях и в Азово-Кубанской впадине располагаются во всех морфологических зонах. Широко развитые на водоразделах они спускаются на склоны и переходят на плиоценовые террасы, ни в одном случае однако не налегая на террасы четвертичного возраста (Г. Родзянко, 1954).

В литологическом отношении пестроцветная толща представлена обычно красно-бурыми, зелено-серыми и желто-бурыми (иногда кирпично-красными, коричневыми, серыми) неслоистыми, плотными глинами и суглинками, среди которых иногда встречаются прослои и горизонты краснова-тых и зелено-серых супесей и песков.

Глины и суглинки содержат большое количество известково-глинистых стяжений (до 3—80 см), кристаллов гипса и „дробин" марганцево-железистых соединений. Видимая пористость в глинах и суглинках отсутствует; они легко распадаются на остроугольные обломки неправильной формы.

На Ергенях в толще скифских глин Г. Н. Родзянко установлено широкое распространение типичных погребенных почвенных горизонтов с характерными аллювиальными скоплениями извести.

Полная мощность пестроцветных глин в области водоразделов достигает 50—70 м и снижается до нуля в основных долинах местности в результате последующего размыва.

Суждения о возрасте описываемых глин отличались большим разнообразием (миоцен, верхний плиоцен-постплиоцен). По Г. Н. Родзянко (1954), нижний предел возраста пестроцветных глин в области Ергеней определяется налеганием их на несмияновские слои (верхний апшерон) и перекрытием их серией трехъярусных лессовидных суглинков, которая отвечает, согласно господствующим воззрениям, полному объему четвертичного периода (по старой шкале; КП).

В основании разреза скифских глин на правобережье Дона К. И. Лисицыным были обнаружены остатки *Elephas meridionalis* Nesti. Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о принадлежности скифских глин к самым верхам плиоцена.

Разбирая спорный вопрос о способе образования скифских глин, Г Н. Родзянко пошел по линии установления генетических связей указанных глин с покрывающими их лессовидными суглинками и пришел к выводу, что они (скифские глины) являются „осадками субаэральной среды, придавая главенствующую роль в их образовании эоловому фактору, при весьма существенном значении делювиальных процессов и местном значении процессов озерных и элювиальных".

На территории Ставрополья морские отложения апшерона встречены буровыми скважинами по р. Мокрой Буйволе и у Бургушинского лимана. Охарактеризованы в первом пункте *Dreissensia carinato-curvata* Sinz., а во втором—*Monodacna* cf. *bacuana* Andrus.

Континентальный апшерон представлен здесь красноцветными отложениями армавирской свиты. Последняя расчленяется Н. С. Волковой (1950) на две подсвиты: 1—нижнюю, сложенную красными глинами и 2—верхнюю, представленную перемежающейся серией красноцветных и красно-бурых глин с прослоями известковистых стяжений, глинистых песков, песчаников и конгломератов.

В темно-серых глинах основания нижней подсвиты Н. И. Луларевым была встречена вышеупомянутая форма *Monodacna* cf. *bacuana* Andrus. (опред. Н. С. Волковой).

Верхнюю подсвиту Н. И. Лупарев расчленяет на два горизонта (снизу вверх): 1—горизонт кугультинских песков и 2—горизонт софиевских глин, связывая образование их с эпохой оледенения в бакинское время.

К юго-востоку от Кавказских Минеральных Вод отложения апшеронского времени представлены преимущественно континентальными отложениями:—галечниками, конгломератами и брекчиями с подчиненными прослоями песков, песчаников, глин и суглинков, местами с прослоями пеплов и включениями туфогенного материала. Далее к северу от предгорий в составе толщи преобладающую роль играют уже пески и песчаники, часто с включениями гальки.

По рр. Уруху, Тереку и др. эта континентальная толща местами неотделима от подобных образований акчагыла.

Далее к востоку, по рр. Сулаку и Аксаю апшерон представлен уже морскими галечниками, песками и глинами. Судя по фауне, здесь присутствует лишь нижний апшерон (мощность до 40 м); к северу мощность апшеронских отложений постепенно увеличивается (до 100 м) и там доказывается наличие и более высоких горизонтов апшерона.

На территории Прикаспийской низменности отложения апшерона в морской фации (мощность 100—150 м) констатированы в ряде буровых скважин. Там снос кластического материала шел уже из области Ергеней.

Вдоль восточной окраины Ставропольского поднятия (в зоне его погружения) буровыми скважинами обнаружены на большой площади пресноводно-континентальные отложения (глины, суглинки, пески).

К северо-востоку от Кизляра в буровой скважине вскрыты каспийские отложения большой мощности (около 500 м), а под ними апшеронские (глины, пески), с характерной морской фауной; мощность свыше 500 м.

Вдоль Каспийского побережья Дагестана отложения апшерона слагают сравнительно большие площади в Касумкентском районе. Здесь они представлены преимущественно глинами с прослоями песков, песчаников, детритусовых известняков и конгломератов. Общая мощность около 90 м.

Местами эта толща расчленяется на две свиты, причем нижняя (глинистая) пластуется совершенно согласно с акчагыльскими отложениями, а верхняя является трансгрессивной.

Нижняя свита относится к нижнему—среднему апшерону, а верхняя—к верхнему. Такой разрез апшерона сохраняется и дальше к югу от р. Самур.

По направлению к западу—к предгорьям морские фации апшерона постепенно замещаются континентальными—галечниками и конгломератами, представляющими собою вынос многочисленных рек, размывавших область Нагорного Дагестана и отложивших шлейф у подножья мелового хребта, который служил естественной границей распространения верхнеапшеронского моря.

Кусарская наклонная равнина сложена толщей водно-ледниковых галечников с редкими и сравнительно маломощными прослоями глин и суглинков; в основании толщи найдена апшеронская фауна, самые же верхи свиты (галечники 5—6 м и суглинки до 10—15 м) сформировались, вероятно, в послеапшеронское время. В покровном суглинке встречено 3—4 слоя погребенной почвы.

Апшеронские отложения Каспийского побережья дислоцированы весьма слабо; обычно залегают моноклинально со слабым наклоном на северо-восток.

В области юго-восточного погружения Большого Кавказа (Апшеронский п-ов и прилежащие районы) отложения апшеронского яруса отличаются разнообразием фаций, как морских так и континентальных. Представлены в основном разнообразными глинами, песками, различной крепости песчаниками, галечниками, конгломератами, детритусовыми и песчанистыми известняками; местами встречаются прослои вулканического пепла. Апшерон местами делится на три, местами на два отдела, ввиду отсутствия достаточной характерной фауны.

Фаунистически лучше всего охарактеризован обычно средний отдел, в котором встречены *Apscheronia propinqua* Eichw., *Ap. calvescens* Andrus., *Ap. sorokini* Andrus., *Monodacna nitida* Andrus., *Mon. catilloides* Andrus., *Mon. kabristanica* Andrus., *Mon. corinifera* Andrus., *Adacna incipiens* Andrus. и др.

Нижний отдел характеризуется *Apscheronia raricostata* Sjoegr., мелкими дрейссенсиями, *Ostracoda* и др.

В верхнем отделе встречены: *Apscheronia propinqua* Eichw. var. *oblonga* Andrus., *Monodacna isseli* Andrus., *Mon. bacuana* Andrus., *Mon. laevigata* Andrus., *Didacna hyrcana* Andrus., *Did. intermedia* Eichw., *Dreissensia polymorpha* Pall. и др.

Трехчленное расчленение апшерона применимо только для Апшеронского полуострова; в прилежащих же районах фации меняются, как и фауна, почему там удается подразделить апшерон лишь на два отдела.

Мощность апшерона в северной части Азербайджана достигает 850—1000 м, на Апшероне она равна около 600 м,

а в Кобыстане и Прикуринской низменности определяется примерно в 1200 м.

В Бабазананском районе, где апшерон представлен полностью глинисто-песчаной серией пород, мощность его достигает 1400 м, а южнее, у сел. Дайкенд—2000 м (по скважине).

Апшеронские отложения местами пластуются согласно с акчагыльскими; внутри апшерона крупных несогласий не констатировано.

В средней части Куринской депрессии, к западу от меридиана Мингечаура и по ее окраинам морские фации апшерона сменяются континентальными (так называемые надакчагыльские конгломераты и др.).

Далее к западу—северо-западу отложения апшерона отсутствуют, как и на Дзирульском кристаллическом массиве, так как разобщение Каспийского и Черноморского бассейнов произошло в Закавказье на рубеже верхнемиоценового-нижнеплиоценового времени.

В Гурии аналогом апшерона являются своеобразные слабо дислоцированные отложения, выделенные С. И. Ильиным (1930) под названием гурийских слоев. Они являются трансгрессивными и представлены конгломератами, песками и глинами в разнообразных сочетаниях; мощность до 200 м. Аналогов этой толщи в других частях Черноморского бассейна пока не встречено; по-видимому, границы гурийского бассейна располагались, кроме Закавказья, внутри береговой линии современного Черного моря.

Фаунистически гурийские слои представлены новыми видами дидакн, характерных своими большими притупленными макушками: *Didacna digressa* Liv., *D. deltastriata* Liv., *D. triqueta* Liv., *D. guriana* Liv., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Dr.* aff. *weberi* Sen., *Micromelania*, *Neritina* и др. Встречена также флора, среди которой определены: *Fagus orientalis* Lipsky, *Alnus*, *Quercus*, *Libocedrus salicornioides* Heer.

За гурийскими слоями выше по разрезу следуют отложения чаудинского века, являющиеся резко трансгрессивными и сопоставляемые с бакинскими осадками Каспия. Представ-

лены пласты Чауды (чаудинский горизонт) в Абхазии и Гурии песчано-глинистыми образованиями и конгломератами; общая мощность 80—150 м.

Характеризуются: *Dreissensia polymorpha* Pall., *Dr. tschaudae* Andrus., *Didacna* ex gr. *crassa* Eichw., *D. tschaudae* Andrus., *Monodacna* ex gr. *subcolorata* Andrus., *Micromelania* и многими другими формами.

Чаудинские слои Гурии содержат богатую ископаемую флору (постплиоценового характера): *Fagus orientalis* Lipsky, *Prunus divaricata* Led., *Corylus*, *Staphylea*, *Buxus*, *Taxus*, *Populus*, *Carpinus* и др.

Фаунистически чаудинские отложения весьма близки к типичным разрезам мыса Чауда (Керченский полуостров) и Галиполи (Турция).

Вдоль Черноморского побережья констатировано также довольно много морских террас (береговых), расположенных на различных высотах над уровнем моря.

На Таманском полуострове встречены террасы, характеризующиеся фауной, близкой к бакинской, с палюдинами и дрейссенсиями (*Paludina diluviana* Kunth. var. *gracilis* Kunth., *Didacna parvula* Nal., *D. parvula-catillus* Nal., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Dr. rostriformis* Desh. var. *distincta* May).

В районе между Анапой и Новороссийском террасы повышаются над уровнем моря, а за Геленджиком до окрестностей Сухуми сохраняется более или менее постоянная высота с небольшими колебаниями.

На участке от Джубги до Адлера различают террасы на высотах: 4—5, 9, 12—18, 20—25, 40—50, 150—160 и может быть 200 м; нижние из них (до 50 м) увязываются с рисским и вюрмским оледенениями.

Терраса в 5—6 м характеризуется в районе Сухуми *Ostrea* cf. *sublamellosa* Milach. и *Mytilus* cf. *galloprovincialis* Lam.

Терраса в среднем 15 м, содержащая довольно богатую фауну (*Cardium tuberculatum* L., *Tapes calverti* Newt., *Tellina incarnata* L., *Pecten varius* L., *Cerithium*

scabrum Oliv., *Mactra subtruncata* da Costa, *Donax trunculus* Lam., *Venus gallina* L., *Mytilus crispus* Cant. и др.), названа карангатской. Возраст ее долгое время являлся спорным, ныне Г. И. Попов (см. дальше) относит ее в низовье Дона к хвалынскому времени.

Морские террасовые отложения Прикаспийской низменности слагают четыре орографически резко выраженные террасы, протягиваясь полосой шириной от 2 до 15 км, постепенно поднимающейся от берега Каспия к предгорьям. Высота террас над уровнем Каспийского моря: IV — 190—225 м, III от 80—105 до 140—150 м, II—50—75 м и I от 10 до 35—40 м.

Литологически древнекаспийские отложения представлены плотными и рыхлыми слоистыми детритусовыми известняками, песчанистыми глинами и песками с прослоями конгломератов.

Третья терраса охарактеризована здесь *Didacna rudis* Nal., *D. rudis* Nal., var. *catillus rudis* Nal., *D. rudis* Nal. var. *varia* Nal. и др., указывающими на их бакинский возраст.

Во второй террасе были найдены — *Didacna* ex gr. *crassa* Eichw., а в первой — *D. trigonoides* Pall.

Наиболее молодыми отложениями Прикаспийской равнины являются осадки современного Каспия с *Cardium edule* L. Они прослеживаются узкой (до 0,5 км) полосой вдоль берега моря и имеют морфологически вид холмистых гряд, сложенных из дресвяных песков и ракушек. Высота этих береговых валов над уровнем современного Каспия иногда достигает 10—17 м.

Отложения древних и новых трансгрессий Каспия имеют наибольшее распространение на территории северной части Прикаспийской низменности; далее они узкой полосой протягиваются вдоль Манычского пролива, по которому происходило периодическое соединение Каспийского бассейна с Черноморским.

Бакинские отложения в Прикаспии вскрываются в сравнительно незначительном количестве естественных обнажений, а также в буровых скважинах (гидрогеологических и структурных).

Представлены они преимущественно глинами темных тонов и содержат характерную фауну моллюсков, на основании которой П. В. Федоров (1953) условно делит их на два горизонта: 1—нижнебакинские с *Didacna parvula* Nal., *D. catillus* Eichw., *Dreissensia rostriformis* Desh. и др. и 2—верхнебакинские—с *Didacna rudis* Nal., *D. carditoides* Andrus. и др.

Соотношение бакинских отложений с более древними породами в различных местах Прикаспия разное; местами они пластуются согласно с отложениями верхнего апшерона, нередко же являются трансгрессивными.

В пределах долин Волги и Дона бакинским морским отложениям соответствует накопление аллювия верхней террасы (IV надпойменной), морфологически плохо выраженной и сильно расчлененной последующими процессами эрозии. И Волга, и Дон протекали в это время в широких долинах, сформировавшихся еще в неогеновое время.

В бакинское время Черноморский (Эвксинский) и Каспийский бассейны свободно сообщались через Манычский пролив; морская бакинская фауна Каспия в основной своей части возникла из черноморских иммигрантов.

Строение хазарских отложений в пределах Прикаспийской низменности по данным буровых скважин очень сложно, что обусловлено значительной фациальной изменчивостью их комплекса. В разных местах присутствуют различные генетические типы отложений: морские, аллювиальные, озерно-аллювиальные, делювиальные, озерные и другие; многие из них представлены различными фациями.

Площадь распространения хазарских отложений в Прикаспийской низменности (по данным скважин) меньше по сравнению с морскими бакинскими отложениями. Осадки хазарского моря известны по нижней Волге, в междуречье Волги и Урала в Урало-Эмбенском районе.

Бакинские отложения отделяются от хазарских хорошо выраженным горизонтом размыва.

П. В. Феодоров (1952) расчленяет хазарские отложения на два горизонта, отделяющиеся друг от друга аллювиально-делювиальными и озерными осадками. Нижний горизонт

хазарских отложений характеризуется, по упомянутому автору, наличием фауны *Didacna pallasi* Prav., *D. subpyramidata* Prav. и др.; в основании переходные слои с *D. eulachia* Bog.

Верхний горизонт хазарских отложений характеризуется господством *Didacna surachanica* и формами, переходными между *D. nalivkini* и *D. surachanica*, а также *D. subovalis* Prav., *Monodacna*, *Adacna*, *Dreissensia* и др.

В бассейне Черного моря, в пределах нижнего Дона и Сало-Манычского водораздела, Г. И. Попов (1947) также устанавливает два горизонта среднечетвертичных морских отложений, фауна которых имеет большое сходство и родство с фауной морских хазарских отложений.

Нижний горизонт представляет древнеэвксинский ярус, осадки которого выполняют углубление Манычского пролива и встречаются как по западному Манычу, так и по нижнему Дону. Указанный ярус представлен крупнозернистыми, гравелистыми песками и фауной моллюсков однотипной для Древнеэвксинского и Хазарского бассейнов, что говорит о свободном сообщении последних.

Выше нижнего горизонта, отделяясь от него горизонтом размыва (пески, гравий, галька), с типичным хазарским комплексом фауны млекопитающих, залегает второй морской горизонт, относимый Г. И. Поповым к узунларскому ярусу. Фауна последнего характеризуется как черноморско-азовскими представителями, так и каспийскими формами [*Didacna nalivkini* Wass., *D. subpyramidata* Prav., *D.* nov. sp. (cf. *praetrigonoides* Nal.), *D. trigonoides* Pall. var.]. В это время имел сток опресненных каспийских вод через сравнительно узкий Манычский пролив в Доно-Манычский залив узунларского моря. По мнению Г. И. Попова, черноморские формы моллюсков в своем распространении на восток не смогли преодолеть этот пролив.

После регрессии узунларского моря в районе оз. Маныч-Гудило откладывались речные и озерные отложения, сопоставляемые Г. И. Поповым с верхами среднечетвертичного отдела.

Отложения хвалынского времени (новочетвертичные) в противоположность бакинским и хазарским хорошо наблюдаются во многих разрезах Прикаспийской низменности, а кроме того, вскрыты в буровых скважинах. По своему фациальному характеру комплекс этих отложений достаточно однообразен. Он представляет собою отложения мелководного крупного солоноватоводного бассейна, в который с прилегающей суши рядом крупных рек приносился обломочный материал. В большей степени эти отложения напоминают осадки дельт, крупных протоков, бассейнов озерного типа и т. п. Среди этого комплекса встречаются отложения и континентальные, представленные разными генетическими типами осадков с наличием погребенных почв.

Основным типом морских отложений хвалынского яруса являются тяжелые, хорошо слоистые, шоколадного цвета глины, а также бурые, песчанистые суглинки и глины, светло-бурые лессовидные суглинки, желто-бурые мелкозернистые пески, слоистые, тонкопесчанистые и глинистые отложения и ряд других.

В отличие от более древних каспийских образований следы стояния уровня хвалынского моря часто хорошо выражены в рельефе в виде сохранившихся древних береговых линий; им отвечают террасовые поверхности в долине р. Волги.

Верхнехвалынские морские отложения (мощность около 10 м) значительно переработаны эоловыми процессами позднейшего времени, почему представлены обычно эоловыми накоплениями („бэровские бугры" и др.).

Среди хвалынских отложений встречаются морские моллюски, на основании которых, по П. В. Федорову, можно выделить: 1—нижнехвалынский горизонт с тонкостенными *Didacna protracta* Eichw., *D. ebersini* Fed., и *D.* ex gr. *trigonoides* Pall. (в основании, в переходных слоях); 2—верхнехвалынский горизонт-пески с *Didacna* ex gr. *praetrigonoides* Nal., *Monodacna, Dreissensia* и др. Нижнехвалынские морские отложения ингрессивно заходят по долинам всех рек восточного склона Ергеней, а также и по р. Маныч.

По Н. И. Николаеву (1953, стр. 26), северная граница распространения морских отложений верхнехвалынского горизонта определяется приблизительно нулевой или близкой к ней горизонталью, что неверно, так как она поднимается до пятидесятой горизонтали.

Нижнехвалынские отложения сопоставляются, на основании сходства фауны и флоры (В. П. Гричук, 1952), с микулинским (рисс-вюрмским) и калининским ярусами ледниковых областей, что подтверждается также интересными выводами Г. И. Попова по обработке палеонтологических данных района р. Маныч и низовьев Дона.

Хвалынская терраса хорошо прослеживается по Манычской долине до р. Дона и ниже до гор. Азова. В пределах Гудиловской котловины фауна из отложений этой террасы типично хвалынская: *Didacna trigonoides* Pall., тонкостенные *Didacna protracta* Eichw., обычные каспийские *Monodacna*, *Aducna*, гастроподы, *Dreissensia polymorpha* Pall. и др. Однако западнее начинают встречаться пресноводная фауна и черноморские виды, как-то: *Cardium edule* L., *Cerithiolum reticulatum* D. C., *Tapes discrepans* Mil., *Nassa reticulata* L., *Syndesmia ovata* Pil., *Mytilaster cineatus* Gmol., *Tellina exigua* Poli. В единичных экземплярах встречены *Cerithium* aff. *vulgatum* Brug., *Ostrea tavrica* Kryn., *Chlamys pontica* Bdd.

Анализируя эту фауну, Г. И. Попов приходит к выводу, что ее можно отнести к карангатскому ярусу Черноморья; по составу—это отложения наиболее соленых вод, когда-либо проникавших в низовья Дона и Западного Маныча в четвертичном периоде.

Сток опресненных вод Каспия по Манычу очевидно препятствовал проникновению *Cardium edule* L. и других черноморских форм в Каспийский бассейн.

После карангатского века связь Черноморского и Каспийского бассейнов нарушается, почему трудно сопоставить и их отложения, так как трансгрессии указанных морей не были вполно одновременными. Более низкий террасовый уступ в долине Волги и по долинам западного побережья Каспия—первую надпойменную террасу, называемую сар-

пинской, неовюрмской, следует относить, по упомянутому автору, к верхнехвалынскому веку.

В долине Дона первая и вторая надпойменные террасы хорошо развиты; с верхним уступом связана стоянка верхнепалеолитического человека (Костенки), относящегося к ориньякско-солютрейской стадии.

Общее распределение четвертичных отложений в пределах Прикаспийской низменности по данным буровых скважин представляется в следующем виде.

В районе Промысловской антиклинали четвертичные отложения имеют постоянную мощность (90—105 м), причем состав пород также мало изменяется (пески, глины). Среди встреченной древнекаспийской фауны определены: *Paracyp-ris guriana* Liventa l, *Monodacna* cf. *caspia* Eichw., *Corbicula fluminalis* Mühel, *Dreissensia polymoroha* Pall. (опр. Т. Мачинской).

В скважине Джанай мощность четвертичных отложений 185 м, песчаные прослои сравнительно редки и приурочены преимущественно к верхней части разреза. Характерно сходство внешнего облика глин апшеронского яруса и четвертичных; по-видимому, перерыва между отложениями тех и других здесь не было.

В скважине Артезиан мощность четвертичных отложений составляет 192 м; песчанистый материал приурочен преимущественно к нижней части разреза.

Мощность четвертичных отложений на Песчаной площади всего 34 м, т. е. значительно меньше, чем в Промысловской; представлены они здесь только песками.

Наиболее подробно четвертичные отложения расчленены в разрезе Астраханской скважины. Здесь выделяется бакинский ярус (70 м), в основании которого залегает серый глинистый песок с редкой галькой (15 м), а выше—серая и темно-серая глина.

На бакинских лежат среднекаспийские отложения (43 м), представленные серой, с различными оттенками, глиной, известковистой, внизу песчанистой. Перекрываются они современными песками (11 м).

Таким образом, суммарная мощность четвертичных отложений составляет в Астрахани 124 м, т. е. немногим боль-

ше, чем в Промысловской. Но между этими двумя пунктами, в 50 км к западу от пос. Зензели, подошва четвертичных отложений залегает (Дубильер, 1954) на глубине с абсолютной отметкой 171,8 м, т. е. приблизительно на 150 м от поверхности.

После отложения верхнехвалынских морских осадков в Прикаспийской низменности на большей части области установился континентальный режим. Однако характерной чертой геологического строения этой территории является сравнительно слабое развитие покровов (плаща) новейших континентальных отложений; они имеют местное развитие и обладают малой мощностью.

Среди разнообразных континентальных отложений (1—эоловых, 2—такыров, 3—соров, солончаков, 4—соленых озер, 5—пресных озер, 6—дельтовых, 7—пролювиальных, 8—речных разливов—сухих дельт и 9—аллювиальные, среди которых возможно выделение различных фаций) могут быть отмечены и морские (с различными фациями), имеющие ограниченное распространение. В некотором отдалении от дельты Волги они содержат фауну *Cardium edule* L., *Didacna trigonoides* Pall., *Monodacna*, *Adacna*, *Dreissensia*.

Современные каспийские отложения, содержащие, кроме перечисленных форм, также *Mytilaster lineatus*, слагают площади, оставленные Каспийским морем в последние 15 лет.

С современным отделом можно связывать, по Н. И. Николаеву, древнечерноморские отложения. В низовьях Дона они характеризуются лимано-дельтовыми осадками с соответствующей фауной: *Glessiniola* sp., *Caspia* sp., *Hydrobia* sp., *Cardium edule* L. (редко).

С данным отрезком времени в долинах рек, впадающих в Прикаспийскую низменность (и по долине Дона), связано формирование пойменных террас, сложенных аллювиальными отложениями.

Вернемся теперь к юго-восточной части Большого Кавказа, где морские четвертичные отложения лучше всего изучены, разрезы которых служат эталоном для других районов.

Отложения бакинского яруса имеют широкое распространение в восточной части Азербайджана, где они и луч-

ше всего изучены. Они там охарактеризованы морской фауной и переходной к вышележащим слоям свиты более широкого контура, с индивидуализированной фауной, которая выделена как гюргянская. Отделить последнюю от слоев, называемых рядом авторов бакинскими, без пересмотра фауны не представляется возможным, почему она рассматривается совместно с собственно бакинскими отложениями.

В большинстве мест своего развития бакинский ярус представлен песками и глинами; местами встречаются раковинные известняки и конгломераты.

В районе мыса Гюргян суммарная мощность бакинских и гюргянских слоев, вскрытых в скважинах, достигает 460—500 км

Бакинские слои характеризуются *Didacna parvula* Nal., *D. parvula catillus* Eichw., *D. catillus* Eichw., *D. rudis* Nal.; выше располагаются слои с *Didacna* cf. *catillus* Eichw., *D. trigonula* nov. sp., *Didacna cristata* nov. sp., *D. vulgaris* Andr., *D. nalivkini* Wass., *D. kovalevskii* Bog., которые выделяют как „гюргянскую свиту".

Местами гюргянская свита перекрывает бакинские отложения несогласно, а также залегает иногда непосредственно на апшеронских слоях.

Бакинские слои обычно дислоцированы согласно с апшеронскими, хотя между ними почти всегда наблюдается угловое несогласие в залегании (до 10°).

Бакинские отложения местами развиты в виде террас различной относительной высоты, в зависимости от зоны нахождения (степени дислоцированности)—132, 158, 80—100, 150—200 м.

Хазарские отложения Апшеронского полуострова представлены террасовыми образованиями (галечники, песчаники, глинистые пески, известняки-ракушники и др.), с руководящей формой *Didacna surachanica* Andr. Кроме того, присутствуют *D. crassa* Eichw., *D. baeri* Grimm, а также *D. incrassata* Bog. (=*D. crassa* Nal. non Eichw.) и *D. delenda* Bog. (=*D. baeri* Mal.).

Эти отложения заметно дислоцированы. Слагают ряд террас, в том числе песчаную террасу с *Didacna surachanica* Andrus., в горловине р. Куры у Мингечаура, на высоте 60—65 м.

На Апшероне к хазарской террасе приурочено закированное кладбище четвертичной фауны позвоночных (Бинагады и др.).

Отложения хвалынского яруса характеризуются изменчивой формой *Didacna praetrigonoides* Nal., вместе с которой присутствуют *Didacna cristata* Dasch., *D. parallela* Bog., а также *D. delenda* Bog.

Чаще всего указанные отложения представлены бурыми или серыми песчанистыми глинами, слагающими террасы (почти не дислоцированные), высота залегания которых сильно колеблется (5—20—140 м). Самым западным пунктом распространения хвалынских отложений с *Didacna praetrigonoides* Nal. является обнажение в мингечаурской горловине р. Куры.

В Прикаспийской низменности констатирована еще более молодая терраса, отделенная от хвалынской следами сильного размывания; характеризуется *Didacna trigonoides* Pall. и другими формами, пока еще не изученными. В северном Прикаспии она, по-видимому, соответствует кемрудской свите П. А. Православлева.

Высота ее залегания в северном Азербайджане около 25 м, на Апшероне—ниже нулевой горизонтали, далее к югу—около 5 м, а в Ленкоранском районе обнаружена под более молодыми отложениями на глубине от 31 до 57 м, т. е. достигает мощности 26 м, являющейся наибольшей из всех известных.

Самые молодые морские отложения Азербайджана охарактеризованы современной формой *Cardium edule* L. Максимальной мощности (7 м) эти отложения достигают в Ленкоранском районе. Форма *Cardium edule* L. появляется в Каспийском море внезапно через Манычский пролив, представляя неустойчивую форму, очень быстро переходящую в весьма массивную, хотя и некрупного размера *Cardium edule* var. *magna* Gol.

Высота залегания указанных отложений над уровнем Каспия до 14—20 м.

В Талыше (Ленкоранском районе) отложения четвертичной системы выражены как в морской, так и в континентальной фациях.

Морские четвертичные отложения образуют здесь ряд террас, отличающихся друг от друга как по высотным отметкам, так и по литологическим особенностям; в некоторых участках эти террасы отчетливо дислоцированы.

Общее число древнекаспийских террас в пределах Ленкоранской низменности доходит до восьми. Все они достаточно четко охарактеризованы как в гипсометрическом, так и в фаунистическом отношениях. Каждая из них характеризуется наличием ясно выраженных террасовых уступов, подошв и собственно террасовых поверхностей.

Здесь выделены бакинские террасы (условно: на абсолютной высоте 100—150 м), хазарские (50—100 м) и хвалынские (0—50 м). Послехвалынская или новокаспийская терраса возвышается над современным уровнем Каспия (учитывая и понижение уровня за последнее время) на 6—7 м.

В горной части Талыша указанным морским террасам отвечают (по Ш. Ф. Мехтиеву и А. С. Байрамову) речные террасы с соответственными относительными высотами 75—80 м (бакинские), 50—60 м (хазарские) и 8—10 м (хвалынские).

Континентальные четвертичные отложения Кавказа весьма разнообразны и в генетическом отношении являются продуктом деятельности различных физико-геологических явлений: ледниковых явлений, бурных селевых потоков деятельности речных артерий, интенсивных вулканических процессов, деятельности минеральных источников, деятельности ветра и моря и т. п.

Ледниковые отложения имеют наибольшее развитие в горной части Большого Кавказа, где они хорошо изучены. Современные морены во всех видах (конечные, боковые, срединные и основные) встречаются только в непосредственной близости от современных ледников. Местами различают несколько поясов конечных и боковых морен, отмечающих различные моменты наступания.

Кроме современных, многие исследователи выделяют еще древние ледниковые образования, соответствующие не менее чем трем ледниковым эпохам; последние разделены в одних случаях временем отложения межледниковых аллюви-

альных, делювиальных и иногда вулканогенных отложений, в других — временем значительной глубины водной эрозии, в результате которой эти морены лежат на разных уровнях (более древние выше) по склонам долин. Мнение, что в Центральном Кавказе, в бассейне р. Терек, ледники временами выходили на равнину, нами (1958) опровергнуто.

С разновозрастными моренами (вюрм-гюнц) увязываются древние речные террасы горной области, сложенные водно-ледниковыми образованиями. Водно-ледниковые террасы наиболее полно развиты в долинах рр. Кубани, Малого Зеленчука, Большого Зеленчука и Урупа, где их можно насчитать не меньше трех серий. По ущельям, где происходил интенсивный размыв (Баксан, Чегем), подобных террас, естественно, меньше.

На южном склоне Большого Кавказа водно-ледниковые террасы встречены по рр. Кодор, Ингури, Риони, Арагва и др. Вниз по долинам рек в пределах равнины верхние террасы, падающие более круто, скрываются под более молодые („ножницы").

В Малом Кавказе современное оледенение занимает незначительную площадь; следы древнего оледенения констатированы во многих пунктах и районах, причем они сильно деформированы послеледниковой денудацией, а также замаскированы широко развитыми здесь явлениями четвертичного вулканизма (Алагез, Ахалкалакское и Гегамское нагорья, Муровдагский хребет, г. Капуджих и др.). На массиве горы Алагез констатируются следы не менее двух древних оледенений (вюрмского и рисского).

Наиболее знаменательным является факт обнаружения в северо-восточной части Ахалкалакского нагорья, в районе сел. Имер-хеви, моренных и водно-ледниковых отложений (местами косослоистых) с остатками позвоночных, отнесенных Н. О. Бурчак-Абрамовичем к верхнему плиоцену (акчагыл-апшерону).

Указанные отложения перекрывают сильно эродированные и дислоцированные базальты основания олигоценовой вулканогенной толщи. Таким образом, здесь впервые дока-

зываются для Малого Кавказа следы оледенения, нижнечетвертичного времени (гюнцского).

В литологическом отношении континентальные отложения отличаются большим разнообразием. Здесь обычно наблюдается вся серия пород от крупногалечных накоплений, приуроченных обычно к современным долинам рек, до тонких лессовидных суглинков и глин, покрывающих пологие склоны предгорных равнин, а местами предгорья, и от мощных, в несколько десятков метров, грубо- и косослоистых галечников, песков и суглинков, развитых местами у подножья гор, до тонкослоистых, песчано-глинистых дельтовых отложений крупных рек, характеризующихся крайней невыдержанностью петрографического состава в вертикальном и горизонтальном направлениях, причем мощность отдельных слоев часто измеряется сантиметрами.

Низменности крупных рек в их нижнем течении (Кура, Риони, Кубань, Терек) сложены аллювиально-пролювиальными и частью делювиальными песчано-глинистыми и частью песчанистыми отложениями; местами большие площади сложены солончаками, озерно-лиманными, болотно-торфянистыми и морскими образованиями. В Прикаспийской низменности развиты барханные пески.

Как указывалось выше, морские четвертичные отложения представлены осадками апшеронского, бакинского, хазарского и хвалынского времени.

На Северном Кавказе речные террасы верхнеапшеронского времени широко развиты в районе Минеральных Вод и далее к западу в бассейне р. Кубани.

Террасы хазарского и хвалынского возрастов участвуют в строении обширных наклонных равнин и депрессий бассейна среднего течения р. Терек.

Континентальные аналоги апшерона в Малом Кавказе представлены полосой аллювиально-пролювиальных галечниковых отложений различной мощности (в зависимости от неровностей рельефа ложа), слагающих высокую предгорную наклонную равнину. В разрезе свиты преобладают галечники; линзы и прослои суглинков редки и маломощны. С поверхности галечники покрыты тонким слоем гажи (земнистый гипс).

Наиболее мощное развитие галечники имеют в древних конусах выноса, местами (рр. Тертер, Аракс) отчетливо терасированных.

Мощность галечниковых отложений достигает 180—200 м [высота древней (IV) террасы].

Указанная высокая терраса хорошо выражена по левобережью р. Аракс от района сел. Минджеван до устья р. Ахурян. В Минджеванском районе в ее отложениях встречена солоноватоводная фауна верхнего апшерона (*Dreissensia*, *Micromelania*, *Neritina* и др.), а также пресноводная.

Этим доказывается связь (переход) морских отложений с древними континентальными речными и подтверждается схема В. И. Громова, согласно которой четвертичный период начинается с верхнего плиоцена.

Кировабадская наклонная равнина сложена аллювиальными и аллювиально-пролювиальными отложениями хвалынского времени.

По долинам притоков Куры и Аракса наблюдается ряд галечных террас на различных относительных высотах от 2—5 до 150 м, которые могут быть сгруппированы в три комплекса, отвечающие соответственно хвалынскому, хазарскому и бакинскому времени.

Отправным пунктом для определения возраста указанных террас является горловина р. Куры у сел. Мингечаур, где третья (+50 м) терраса р. Куры отчетливо переходит в каспийскую террасу с *Didacna trigonoides* Pallas* (хвалынский ярус).

По долинам степных рек и балок, расчленяющих Сало-Ергенинское плато, развиты, по данным Г. Н. Годзянко, четыре террасовых уровня; из них повсеместно наблюдаются лишь первые два, причем ширина второй террасы (новоэвксинской, +5—8 м) достигает нескольких километров.

---

* Л. А. Варданянц (1948, стр. 96) указывает к северу от Мингечаура в г. Караджа наличие также бакинской террасы (+210 м) и хазарской (+60—65, 112 м). В действительности там нет никаких террас; бакинские отложения сильно дислоцированы, гребни, ими сложенные, имеют различные абсолютные отметки.

Между городами Таганрог—Ростов и далее к Новочеркасску протягивается так называемая Танаисская (хапровская) терраса относительной высоты 40—50 м. На ней расположены гор. Ростов, ст. Александровская, ст. Хапры, хут. Мержанов, ст. Морская, северная часть гор. Таганрога. В гор. Таганроге к ней прислонена более низкая (30—35 м) древнеэвксинская терраса (ст. Бессергеновка—гор. Таганрог).

Из сопоставления между собою данных о высотных положениях террас всего Кавказа вытекает, что взаимоотношения их всюду характеризуются почти одними и теми же или близкими между собою величинами. Эти данные, несомненно, отражают общий процесс поднятия в четвертичное время всей области Кавказа.

Поднятие это было, несомненно, дифференцированным, сложным, но в общем имело сводообразный характер, доказательством чему являются факты погружения террас при выходе их из гор на равнину и постепенное увеличение относительной высоты их и древних днищ от равнины к центру гор (водоразделу).

В горной части Малого Кавказа в результате вулканической деятельности четвертичного времени были подпружены лавами многие участки долин, выполненные затем озерно-речными и частично аллювиально-пролювиальными и туфовыми отложениями, представляющими ныне морфологически обширные нагорные равнины (Ленинаканская, Абаранская, Арпагельская и др.).

Современные аллювиально-пролювиальные отложения имеют громадное развитие. Классическим примером отложений зоны подножий являются многочисленные накопления конусов выносов Алазано-Агричайской депрессии.

К образованиям четвертичного времени относятся также травертины, слагающие большие площади в южной части Малого Кавказа, а также в районе Кавказских Минеральных Вод. Травертины являются прекрасным строительным материалом, а также пригодны в качестве цементного сырья.

Травертины отлагались в разных районах в течение всего четвертичного периода, будучи нередко приуроченными к речным террасам, что позволяет судить об их относительном возрасте.

В травертинах района сел. Давалу (Армения, ст. Арарат), приуроченных к верхней (апшеронской) террасе, А. Н. Криштофович и А. Л. Тахтаджян собрали многочисленную, прекрасной сохранности флору, которую они считают значительно древнее флоры (верхнеплиоценовой), определенной ими из глинисто-диатомитовой толщи Зангезура. Однако там, как указывалось выше, верхняя терраса (охарактеризованная в районе Минджевана верхнеапшеронской фауной) врезана в указанные отложения, почему возрастные соотношения диатомитовых глин Зангезура и травертинов ст. Давалу должны быть, казалось бы, обратными. Этот факт подчеркивает необходимость углубленного изучения взаимоотношения различных фаций: морских, континентальных и лагунных.

Равнинная территория Северного Кавказа покрыта на огромных площадях покровными лессовидными суглинками.

Их мощные наслоения развиты на водоразделах степных рек, сменяясь на склонах делювиальными суглинками. Первичные лессовидные суглинки водоразделов слагают наиболее возвышенные пространства степи, в то время как переотложенные делювиальные лессовидные суглинки застилают обширные пространства склонов и поверхности речных и балочных террас.

Данные многочисленных гидрогеологических скважин показали, что лессовидные суглинки застилают и междуречные пространства и долинные понижения, не считаясь с рельефом, причем отложения наибольшей мощности (порядка 60—70 м) приурочиваются к водоразделам. Мощности „делювиальных суглинков склонов" снижаются и не превышают обычно 30—40 м.

Таким образом, наряду с первичными лессовыми (суглинковыми) покровами водораздельных плато существуют одновременно и регионально развивавшиеся на древних склонах, закономерно построенные их делювиальные дериваты (делювиальные шлейфы склонов, покровы речных террас и пр.).

Суглинки водоразделов имеют обычно типичный лессовидный облик; окраска их в общем бурая, с различными от-

тенками; лишены слоистости, характеризуются однородностью сложения, отчетливо пористы (трубчатые и ячеистые); стенки пор во многих случаях инкрустированы известью или гумусированы и покрыты ржавыми налетами железистых соединений.

По механическому составу лессовидные суглинки водоразделов характеризуются достаточной пестротой и изменяются по степени песчанистости от легких до тяжелых разностей; несколько преобладают средние суглинки с значительным содержанием фракции пыли (60—70%), благодаря чему они почти везде являются пылеватыми.

Толща водораздельных суглинков содержит ряд ископаемых почвенных горизонтов (обычно три); иногда встречаются горизонты размыва и горизонты делювиальных разностей, которые вместе с ископаемыми почвами обусловливают их ярусность.

Все исследователи приписывают горизонтам ископаемых почв стратиграфическое значение и считают возможным сопоставить их образование с общими климатическими изменениями межледниковых и стадиальных эпох (миндель, рисс и вюрм; но не как сопоставление с Альпами).

В генетическом отношении водораздельные лессовидные суглинки Ергеней и Предкавказья большинство исследователей относит к эоловым отложениям, образующимся с участием делювиальных процессов.

Минералогический состав лессовых образований хорошо описан Г. И. Поповым (1947), пришедшим на основании его анализа к следующему весьма интересному выводу; 1—водораздельные суглинки нижнего Дона северо-восточного Приазовья не связаны по своему составу с третичными (и более древними) отложениями этой области и что 2—делювиальные суглинки склонов и террас могут быть противопоставлены первичным суглинкам водораздельных плато.

Эти выводы служат новым и весьма существенным подтверждением эоловой теории происхождения лессовых пород.

Но необходимо указать, что в предгорьях могли образовываться и суглинки пролювиально-делювиального про

исхождения, на что обращает внимание Н. С. Боганик (1948).

Указанный автор отмечает, что минералогический состав лессовидных пород восточного Предкавказья отвечает продуктам разрушения пород Кавказского хребта.

Вышеуказанная пестрая картина возраста лессовидных суглинков не поддается картографическому изображению, ввиду отсутствия точных границ между участками различного возраста; поэтому они на карте объединены, причем выделены делювиальные суглинки. Делювиальные лессовидные суглинки склонов представляют макроскопически обычно грубосложенные, неоднородные по механическому составу, часто слоистые, повышенно засоленные лессовидные накопления. Окраска их желто-бурая и бурая, чаще неравномерная, с преобладанием темных оттенков; характерны крупные поры (до 2 мм), повышенное содержание гипса и наличие тонких линзовидных прослоев коричневых пылеватых глин и супесей.

Вышеперечисленные признаки являются специфическими для данных отложений в отличие их от суглинков водоразделов (Г. Н. Родзянко, 1947).

Развеваемые пески показаны на карте особым знаком, так как они занимают в Прикаспийской низменности обширные площади и не всегда можно установить за счет дефляции каких материнских отложений они произошли—хвалынских, каспийских или речных.

Четвертичный вулканизм

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

Наибольшее развитие имеют четвертичные лавы и туфы на территории Малого Кавказа; в Большом Кавказе они приурочены лишь к двум районам—Эльбрусскому и Казбекскому.

В Малом Кавказе лавы представлены андезито-базальтами в широком смысле этого слова. По возрасту лавы рас-

членяются на пять покровов* („свит"), взаимно перекрывающих местами друг друга. Наиболее древний из них располагается на верхнетретичных отложениях, а остальные четыре перекрывают по долинам рек различные террасы, от верхнеапшеронской до хвалынской включительно, что определяет их относительный возраст. Центры их излияний нередко расположены на соответствующих террасах, почему нельзя допустить, что лавы разных террас могут соответствовать друг другу (что одна и та же лава переливалась с одной террасы на другую).

Все лавовые потоки имеют хорошо выраженные центры излияния в виде моногенных вулканических аппаратов большей частью кратерных.

Лавовые потоки, приуроченные к поверхности террас, имеют в основании галечники, но, за весьма редкими исключениями, нигде не перекрыты ими. Очевидно, излияния лав происходили одновременно с началом новых циклов эрозии, обусловленных сводообразными поднятиями области. При этом возникали тектонические нарушения, которые и являлись путями для поднятий андезито-базальтовой магмы.

Интересно отметить, что лавовые потоки Малого Кавказа не сопровождаются рыхлыми продуктами извержений и туфами; исключением из этого правила является эффузивная толща района сел. Аштарак, представляющая чередование нескольких потоков лав и покровов туфов.

Лавы первого потока (наиболее древнего) представлены базальтами, а последнего — андезитами и андезито-дацитами, а местами даже дацитами. Лавы же трех средних потоков представлены в общем промежуточными разностями между двумя указанными типами.

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

---

* На карте лавы расчленены; на разрезах же они объединены и показаны черным цветом.



Рис. 23. Агмаганское вулканическое нагорье (Армения). Группа вулканов Уч-тапаляр (вюрмского возраста).
Фото Ю. С. Доброхотова.

Вулканические туфы слагают на территории Армении большие площади в районе горы Арагац и близ Еревана. Наблюдаются и так называемые туфолавы, представляющие особую разновидность кластических туфов, с которыми они связаны целым рядом переходных разностей.

Извержение туфов и туфолав приурочено к вулканам центрального типа, хотя не исключены и трещинные выбросы; характер извержений был вне сомнения воздушный. Туфы являются продуктами цементации рыхлого материала (пепла), частично перенесенного водой. Туфолавы образовывались, по-видимому, ближе к центрам извержений, в основании туфовых толщ большой мощности (представлявших, видимо, своеобразные „грязевые" потоки). Высокая температура медленно остывавших нижних частей пепловых толщ в соединении с парами воды и газами, вне сомнения присутствовавшими во время извержения, повлияли на ход физико-химических процессов, обусловивших особенности туфовых лав различных типов.

Туфовые лавы и туфы слагают, как и лавы, потоки и покровы, приуроченные к различным речным террасам—от самых высоких до низких включительно, чем определяется их четвертичный возраст в целом.

По химическому составу большинство туфов и туфолав относится к дацитовому и щелочно-дацитовому (трахидацитовому) типу. Фациальной разностью туфолав, притом той же степени кислотности, являются пемзы района сс. Пемзашен, Такия, Ани и др. Пемзы представляют того же состава (трахидацитового) вулканические стекла в их пемзообразном состоянии.

Е. М. Великовская и др. (1953) отрицают наличие в Малом Кавказе пяти разновозрастных покровов лав четвертичного времени и считают, что существуют только два комплекса—самые молодые (послеледниковые, соответствующие выделенному нами типу Е) и более древние, обнимающие типы лав А, В, С и Д нашего деления (1931). Указанные авторы (1953, стр 165) исходят из предвзятой установки, что в истории кайнозойского вулканизма Малого Кавказа должно быть выделено всего два цикла вулкани-

ческой деятельности — эоценовый и плиоценово-четвертичный, в котором четвертичные эффузии представляют лишь последнюю стадию.

Такое заключение является явно необоснованным, что явствует из вышеприведенного описания вулканогенных фаций эоценового, олигоценового, миоценового и плиоценового времени.

Далее, какие бы споры не вызывал возраст террас, но факт наличия лав на четырех разновозрастных террасах остается бесспорным; поэтому соединение вышеупомянутых четырех потоков в один возрастной комплекс является совершенно произвольным.

Лавы являются прекрасным строительным материалом, хотя несколько трудно обрабатываются.

Благодаря трещиноватости покровы лав являются прекрасными коллекторами атмосферных осадков. В пониженных местах рельефа, вдоль контакта с „коренными" породами, из-под лав выходят родники с водой прекрасного качества. Дебит их зависит от площади питания.

Туфолавы по всему комплексу физических и механических свойств, легкому весу, способности к распиловке, морозоустойчивости и др. широко известны как прекрасный строительный материал (артикский туф) и широко эксплуатируются.

В Большом Кавказе вулканические проявления четвертичного времени приурочены в основном к двум районам — Эльбрусскому и Казбекскому.

Массив горы Эльбрус сложен главным образом, как указывалось выше, третичными эффузиями (олигоценовыми): липаритами, деллените́ми, туфами.

Более молодые лавы — дациты — покрывают эту толщу плащеобразно и слагают длинный (27 км) поток, спускающийся по ущелью р. Малки, где он залегает на древней эрозионной террасе (+240—280 м). Следует отметить, что под лавами здесь не констатировано ни речных отложений, ни моренных накоплений, откуда следует, что излияние этих лав предшествовало оледенению (наиболее древнему). Возраст этого потока, судя по глубине вреза в них ущелья,

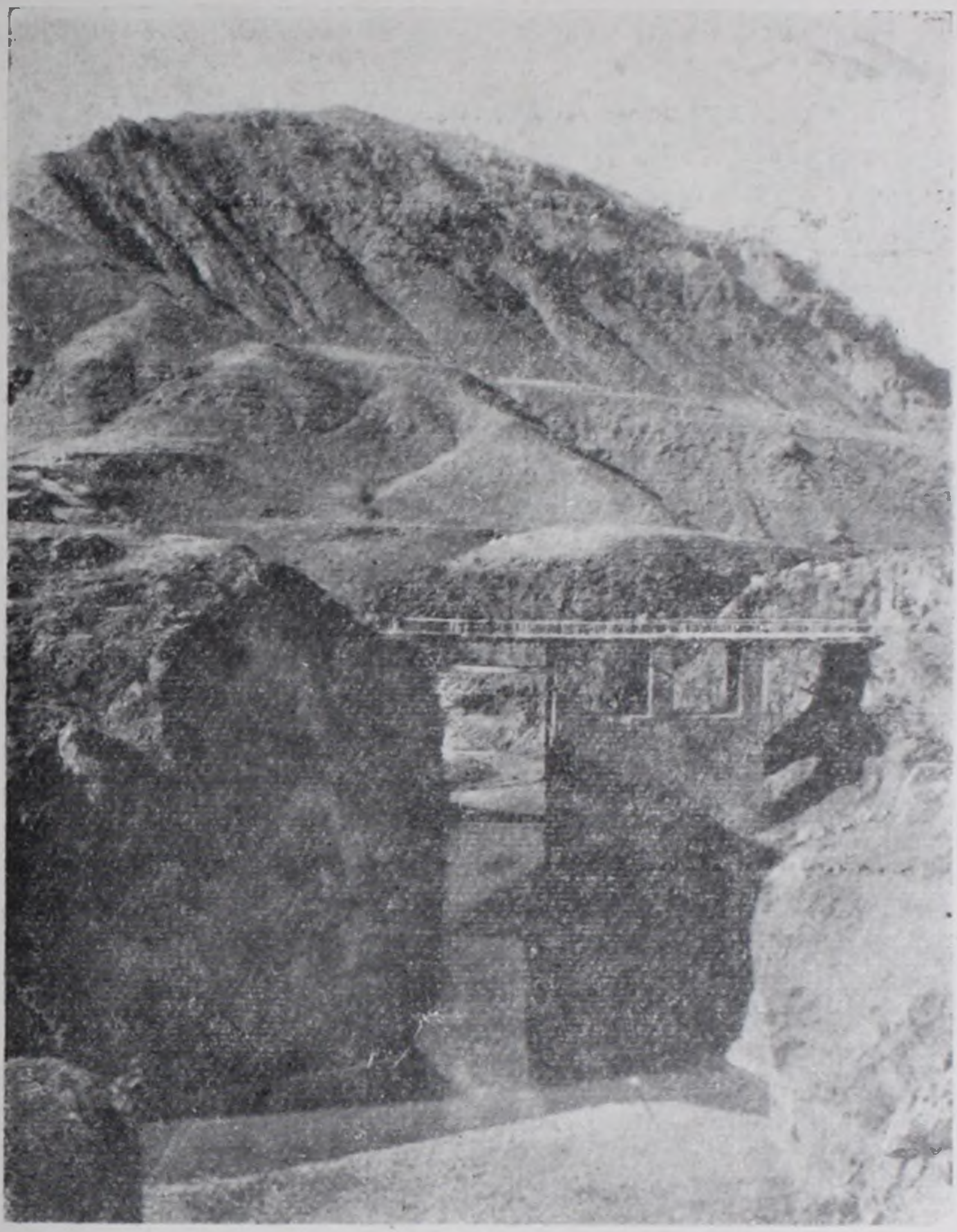


Рис. 24. Ущелье р. Арпа (Армения). На переднем плане четвертичные (вюрмские) лавы вулкана Далик-тапа, подпрудившие реку и пропиленные ею. На заднем плане известняки и мергели среднего эоцена.
Фото К. Н. Паффенгольца.

вероятнее всего акчагыльский или нижнеапшеронский.

Эффузивы Казбекского района представлены в основном андезито-дацитами, дацитами, андезитами и лишь ме-

стами андезито-базальтами; реже встречаются липарито-дациты. Излияния были явно разновременными, требуют еще детализации.

Наиболее древним вулканическим образованием этого района является гора Кабарджин; породы последней ранее считались дериватами казбекской магмы, ныне грузинские геологи склонны считать их юрскими эффузивами (отвечающими чимгис-чаохинской формации). Лавы Кельского плато являются во всяком случае дочетвертичными; их характеристика дана выше (стр. 172).

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

Лавы Казбекского района представляют практический интерес; некоторые из их разновидностей являются естественными кислотоупорными камнями (Н. С. Симонов, 1934).

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

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

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

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

(КОМПЛЕКСЫ ПОРОД, ИХ ТИПЫ И ВОЗРАСТ)

Проявления интрузивного вулканизма на Кавказе охватывают время от протерозоя до третичного периода и даже четвертичного (дайки)—включительно.

Интрузивные породы этого горного сооружения весьма многочисленны и разнообразны как по составу, так и по возрасту; представлены они различными производными кислой и основной магм и приурочены обычно к определенным тектоническим зонам, будучи связаны с определенными орогеническими фазами.

Но упомянутая закономерность является лишь приближенной; нередко в одной и той же зоне встречаются интрузивные образования самых различных возрастов.

Докембрий. Древнейшие интрузивные породы Большого Кавказа метаморфизованы в кристаллические сланцы; эти ортосланцы делятся на две резко разнящиеся группы (И. Г. Кузнецов, Геология СССР, т. IX, 1947). К первой принадлежат древнейшие, сильно измененные, огнейсованные разности, ко второй — более молодые, местами сохранившие свой нормальный облик породы. В той и другой группе представлены как кислые, так и основные и ультра-основные породы (т. е. полная серия дифференциатов).

Первую группу пород И. Г. Кузнецов условно относит к концу археозоя, вторую — к концу протерозоя.

Разрез археозоя (?) представляется по его данным в следующем виде (сверху вниз).

3. Лейкократовые ортогнейсы Кестанты*, очковые гней-

* Имеется указание Д. С. Кизевальтера, что ортогнейсы Кестанты являются краевой, разгнейсованной фацией большого массива гранитов Бокового хребта и, таким образом, возраст их, возможно, палеозойский.

сы (тектониты) Большого Зеленчука и Большой Лабы, рассланцеванные диориты Санчаро.

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

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

К протерозою (?) отнесены парасланцы (сверху вниз)

2. Чегемская свита кварцитов и слюдисто-хлоритовых сланцев.

1. Слюдистые сланцы, железистые кварциты, роговообманковые и другие сланцы Баксана, Малки и Кубани.

Все вышеуказанные докембрийские породы явно древнее гранитов Главного хребта, игравших, видимо, существенную роль в процессе их метаморфизации.

Г. М. Ефремов склонен отрицать наличие в Большом Кавказе докембрийских образований и относит все вышеописанные кристаллические сланцы к нижнему палеозою.

В Малом Кавказе докембрийские отложения представлены мощным (свыше 3 км) комплексом метаморфических сланцев, интрудированных как кислыми, так и основными породами. Наибольшее развитие имеют слюдисто-кварцитовые и роговообманковые сланцы и амфиболиты, а также мраморы; другие разновидности сланцев в сумме составляют в разрезе всего около 20%.

Следует отметить незначительную роль в сланцах жильного кварца; последний встречался в виде небольших согласных линз, прожилок и редких жил, расположенных обычно по сланцеватости. Распределение их в толще сланцев неравномерное.

Последние данные Р. А. Аракеляна (1957) указывают на принадлежность большей части толщи к кембрию и ордовику; лишь незначительная часть ее может отвечать верхам протерозоя (стр. 34).

Изучение сланцев под микроскопом и их химические анализы показывают, что сланцы образовались путем регионального метаморфизма из осадочных, эффузивных и интру-

зивных пород. Местами они изменены молодыми интрузивами.

К подобным разностям относятся сланцы с более высокой степенью метаморфизма; кварцево-силлиманитовые и кварцево-дистеновые, встреченные в незначительном числе пунктов.

Нижний палеозой. К интрузиям нижнего палеозоя на Большом Кавказе относится, согласно последним данным (Г. Д. Афанасьев, 1950), так называемый уруштенский магматический комплекс, связанный с каледонской фазой орогенеза. В пределах северо-западной части Кавказа породы комплекса выступают в виде двух непрерывных полос: 1—по северному склону Главного хребта и 2—вдоль южного склона Передового хребта.

К упомянутому комплексу принадлежат также граниты Бескеса и Мощевой и массивы гранито-гнейсов к югу от оз. Кардывач и к северу от сел. Псху.

На юге, под слабодислоцированными осадками юры, к востоку от р. Мзымты, можно предполагать наличие кристаллического субстрата из пород уруштенского же комплекса.

Уруштенский комплекс представляет одну громадную интрузию гранито-гнейсов, местами подразделяющихся на две фации: 1—тоналитов и 2—альбит-олигоклазовых гранито-гнейсов и одну фазу аплито-пегматитовых образований.

Гранито-гнейсы в массе своей представляют глубоко метаморфизованные двуслюдяные граниты. В современном их составе наблюдаются кварц, полевые шпаты и обилие стресс-минералов: мусковита, биотита, серицита, хлорита и иногда амфиболов. Из контактовых минералов встречается гранат.

По р. Малой Лабе Г. Д. Афанасьев (1950) отмечает прорыв гранито-гнейсовых пород тоналитовой интрузией. Аплиты и пегматиты слагают жилы небольшой мощности, пересекающие уруштенский комплекс пород в различных направлениях.

Далее к востоку, в бассейне р. Хасаут, метаморфическая толща, относящаяся к верхнему кембрию—нижнему си-

луру, изобилует рассланцеванными и метаморфизованными основными и частью кислыми эффузивами. В районе рудника Эльборус И. Г. Кузнецов указывает на сильно рассланцеванные кварцевые диориты, которые он связывает с орогенической фазой верхов нижнего силура (древне-каледонская фаза).

Гранито-гнейсы уруштенского комплекса прорывают кристаллические сланцы докембрия, галька же их констатирована в отложениях нижнего и среднего девона. Таким образом, верхняя граница пород комплекса не выходит за пределы нижнего палеозоя; имеются, по Г. Д. Афанасьеву, некоторые основания увязывать внедрение их с каледонскими движениями.

В металлогении области эти интрузии роли не играют, так как кровля их полностью размыта, а вместе с ней смыты и все размещавшиеся в ней месторождения полезных ископаемых.

В Малом Кавказе возрастным аналогом указанных интрузивных пород могут быть гранито-гнейсы („красные") Арзакентского района Армении. Там же к этому комплексу могут быть причислены кварцевые диориты, диориты и габбро-диориты, прорывающие образования докембрия. Эти кислые и средние интрузии должны быть отнесены по возрасту уже к каледонскому циклу диастрофизма. Подобными интрузивными породами сложены Локский (Чатахско-Джандарский) и Храмский массивы*.

Указанные „красные" граниты прорываются в Мисханском и Апаранском районах Армении весьма характерными лейкократовыми плагиогранитами и граносиенитами. Возраст их определяется условно как позднекаледонский.

Средний палеозой. К этому возрасту в северо-западной части Большого Кавказа в зоне Главного хребта (от р. Санчаро до оз. Дамхурц) отнесены огнейсованные диориты, описывавшиеся ранее как амфиболиты.

В. А. Мельников указывает, что термин „амфиболиты" является в данном случае собирательным, так как в дей-

---

* По новым данным грузинских геологов часть интрузий Локского и Храмского массивов герцинского возраста.

ствительности это комплекс пород, состоящий из амфиболитов, огнейсованных диоритов, свежих габбро-диоритов, свежих диоритов, сиенитов, гранодиоритов и гранитов типа Главного хребта. Все это густо переплетено между собою, но при этом, кроме собственно амфиболитов, в остальных породах наблюдается определенный порядок внедрения от основных к средним и кислым.

Амфиболиты (ортоамфиболиты) же упомянутый автор склонен считать происшедшими за счет метаморфизации нижнедевонских основных и средних вулканогенов. Амфиболитизация произошла, видимо, значительно позже, в конце палеозоя или даже в мезозое, так как в гальках верхней свиты нижней перми амфиболиты отсутствуют.

Следующими по возрасту, согласно последним данным, являются так называемые „красные" или „северные" граниты.

Эти породы входят, по данным Г. М. Ефремова, в комплекс сиенито-диоритовых пород, являющихся членами ряда последовательных дифференциатов: змеевик (апоперидотиты), габбро — габбро-диорит—сиенито-диорит — гранит. Представители этого ряда дифференциатов в большинстве районов имеют близкое территориальное расположение.

В петрохимическом отношении они изучены хорошо: особенностью их является то, что в них щелочной полевой шпат представлен почти всегда анортоклазом (наряду с микроклином).

В химизме пород заметно преобладание K_2O над Na_2O даже в породах средней кислотности (например в диоритах).

Г. М. Ефремов выделяет среди них по петрологическим особенностям два типа: малкинский гранитный и карабекский сиенито-диоритовый.

Сиенито-диоритовые породы слагают относительно небольшие массивы, обычно в непосредственном соседстве с более ранними продуктами дифференциации.

Малкинский тип гранитов мало чем отличается, по Г. М. Ефремову, от гранитов Главного хребта балкарского типа; отличием является лишь более распространенная розовая окраска первых. К интрузиям этого типа относятся массивы Тызыльский, Малкинский, Эшкаконский и Индыш-Аманкольский.

Контактовый ореол пород сиенито-диоритового ряда выражен слабо, равно как и инъекционный метаморфизм.

Г. М. Ефремов указывает на перекрытие пород Карабекской интрузии отложениями среднего карбона.

Далее к западу породы указанного комплекса слагают, по Г. М. Ефремову, массивы Чиликский, Магишо, Даховско-Сахрайский и Ятыргвартский. Эти интрузии прорывают в северо-западной части Кавказа отложения нижнего и среднего палеозоя и перекрываются трансгрессивно породами нижнего триаса.

Исходя из этих данных, а также принимая во внимание, что „красные" граниты древнее „серых" гранитов (ныне нижнекарбоновых), можно их с большой долей вероятия отнести к верхнему девону, связав с последней фазой каледонского времени.

Далее к среднему палеозою относят ныне и комплекс так называемых „гранитов Главного хребта". На северо-западном Кавказе они выступают также в северном Передовом хребте, где преобладают слабо огнейсованные диориты. В зоне же Главного хребта преобладают граниты.

Самые южные выходы гранитов ограничены надвигом Главного хребта на глинистые сланцы южной сланцевой депрессии. Здесь они прорывают отложения нижнего карбона (оз. Дамхурц).

В структурно-тектоническом отношении породы комплекса Главного хребта приурочены к ядрам крупных параллельно вытянутых, антиклинальных складок, осложненных поперечными куполовидными поднятиями и обратными их формами, что до некоторой степени предопределило собой в северо-западной части (Лаба-Белая) предпосылки избирательного внедрения отдельных интрузий комплекса.

В этом районе сохранилась местами обширная кровля гранитов, отражающая на себе местами фрагменты каледонских структур (кристаллические сланцы докембрия и гранито-гнейсы нижнего палеозоя). Местами же она несет на себе отчетливые черты варисских движений, развивавшихся на базе полной структурной перестройки северо-западного

Кавказа, происшедшей на границе нижнего и среднего палеозоя.

Г. Д. Афанасьев (1950) ставит в начале комплекса гранитов Главного хребта Санчарские и им подобные диориты, в то время как последние прорывают нижнюю юру, а гранитоиды Главного хребта явно доюрские.

Магматические образования уруштенского комплекса и комплекса Главного хребта отделены друг от друга значительным возрастным промежутком, заключающим в себе продолжительный размыв каледонских структур и существенную перестройку структуры, предшествующую непосредственному внедрению гранитов Главного хребта.

Г. Д. Афанасьев (1950) выделяет среди интрузий комплекса Главного хребта следующие разновидности от диоритов до ультракислых интрузий, отвечающих отдельным фазам формирования комплекса:

1—диориты и кварцевые диориты;

2—гранодиориты и микроклиновые граниты центральных массивов;

3—жильную серию спессартитов и керсантитов;

4—серые, часто двуслюдяные граниты;

5—аляскитовые граниты.

В. А. Мельников для северо-западного Кавказа приводит несколько отличную схему расчленения гранитоидных образований типа Главного хребта:

1—габбро и габбро-диориты;

2—диориты и кварцевые диориты;

3—гранодиориты и микроклиновые граниты центральных массивов;

4—жильная серия спессартитов и керсантитов;

5—серые двуслюдяные граниты.

В центральной части Главного хребта Г. М. Ефремов (1941) выделяет два типа гранитоидов—белореченский и балкарский, из которых последний является несколько более молодым по сравнению с первым.

Белореченский комплекс представлен дифференциационным рядом: кварцевые диориты—лейкократовые мусковитовые граниты, а балкарский — полной серией пород от ультраосновных до ультракислых.

Характерной минералогической особенностью белореченских гранитоидов является преобладание плагиоклаза над калинатровым полевым шпатом (Or : Pl = 1 : 10).

Гранитоиды белореченского типа развиты главным образом в северо-западной части Большого Кавказа; ими сложены почти все гранитные массивы до меридиана р. Зеленчук, откуда начинается постепенная смена их гранитами балкарского типа. О наличии пород белореченского типа восточнее р. Теберды достаточных сведений не имеется.

Гранитоиды балкарского типа отличаются от гранитов белореченского типа в петрохимическом отношении более высоким содержанием микроклина, слюд и, следовательно, K_2O. Преобладают равномерно-зернистые граниты.

Типоморфным минералом для этой интрузии является турмалин, который широко распространен не только в пегматитах, но и в кварцевых жилах вместе с мусковитом и жильбертитом. Следовательно, в геохимии этой интрузии, в противоположность гранито-гнейсам и гранитам белореченского типа, крупную роль играют бор и олово.

Гранитоиды балкарского типа имеют широкое распространение в области Главного хребта. Ими сложены в основном главные массивы центрального гранитного поля от долины р. Теберды на западе до погружения кристаллического ядра под мезозойские отложения на востоке.

Вопрос о возрасте гранитов Главного хребта был предметом многолетних дискуссий, приведших все же к тому, что возраст их стали постепенно повышать (от докембрия). Лишь в 1952—1953 гг. В. А. Мельников установил, что в зоне Главного хребта, у оз. Дамхурц и к юго-востоку от него, граниты указанного типа прорывают отложения нижнего карбона; верхняя же граница их возраста, вероятно, не выходит за пределы среднего карбона.

В заключение следует указать, что среди гранитов Главного хребта вне сомнения присутствуют и более древние „северные" (красные) граниты. Ввиду незначительной разности в их возрасте и петрографического сходства расчленение их возможно лишь путем весьма детальных исследований, какие начаты Т. М. Ефремовым и др., уже выделившими несколько типов разновозрастных гранитоидов.

Гранитам Главного хребта соответствуют в Ахтинском районе Армении серые граниты окрестностей сел. Агвиран, являющиеся по отношению к гипербазитам этого района более поздними.

С гранитами Главного хребта связываются два генетических типа месторождений: гидротермальные и вкрапленные (см. ниже).

Серпентиниты зоны Главного хребта прорывают отложения девона и нижнего карбона и сами прорываются габбро-диоритами и диоритами среднего палеозоя. Галька их встречается местами в составе конгломератов среднего и верхнего карбона; по рр. Чилик и Худес серпентиниты трансгрессивно перекрываются породами среднего карбона.

Гипербазиты (серпентинизированные) верховья рр. Белой, Большой и Малой Лабы залегают среди кристаллических сланцев докембрия в виде согласных линзовидных интрузий различных размеров (от 100 м до нескольких километров длиною); возможно, они являются нижнепалеозойскими (каледонскими) или ранневарисскими.

Характерна теснейшая пространственная связь их с кислыми кварцево-диоритовыми интрузиями, которые прорывают серпентиниты, слагая отдельные части их линз. Как те, так и другие рассланцованы и иногда разгнейсованы.

Эти породы трансгрессивно перекрываются отложениями нижнего триаса.

Серпентиниты верховьев рр. Зеленчук и Кяфар (общей площадью 100 км^2) тесно связаны с породами габбро-диоритового ряда и совместно с ними прорывают девонские отложения, трансгрессивно перекрываясь продуктивной толщей среднего карбона. Этими фактами точно устанавливается нижнекарбоновый возраст указанных серпентинитов.

Верхний палеозой. Для верхнепалеозойского времени констатируется с достоверностью лишь один магматический цикл, связывающийся с орогенической фазой начала пермского периода. К этому времени Г. М. Ефремов относит только интрузии кератофиров (гранит-порфиров) верховья р. Кубани: отдельные дайки их известны от бассейна р. Малки на востоке до бассейна р. Теберды на западе, будучи

приуроченными к относительно узкой зоне Главного хребта северо-западного Кавказа.

Макроскопически это типичные порфировые породы серой, белой и розовой окраски; состоят из анортоклаза и плагиоклаза (альбит и альбит-олигоклаз). По химическому составу относятся к сиенитовому ряду.

С указанными породами ассоциируют также представители основной магмы; представлены они типичными габбро-диабазами и частью диоритами.

Возраст описанной гранит-порфировой (кератофировой) интрузии определяется довольно точно. Ими прорываются отложения среднего карбона, дайки же их перекрываются красноцветной толщей нижней перми. Таким образом, внедрение их произошло в предпермскую орогеническую фазу (точнее между нижней и верхней красноцветными толщами нижней перми).

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

В заключение описания палеозойских интрузивных пород Большого Кавказа интересно привести некоторые данные по определению их абсолютного возраста, взятые из доклада Г. Д. Афанасьева „Новые данные о возрасте магматических пород Северного Кавказа" на IV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций 14. V. 1955 г. в Москве.

Для гранитоидов уруштенского комплекса цифры колеблются в пределах 250—320 млн. лет, для „серых" же и „красных" гранитов цифры получаются примерно одинаковые: в среднем соответственно около 200 и 220 млн. лет.

Таким образом, подтверждается наиболее древний возраст уруштенского комплекса и близкое соотношение возрастов „серых" и „красных" гранитов (нижний карбон и верхний девон).

В Малом Кавказе интрузии средне- и верхнепалеозойского времени не констатированы.

Мезозой. В лейасе, главным образом, по-видимому, в тоарское время, в пределах Главного хребта проявилась весьма интенсивно эффузивная вулканическая деятельность, сконцентрированная в пяти районах; представлены эффузии многочисленными разностями как кислого, так и основного состава и их туфами.

Во всех областях (Сочи—Туапсе, Клухори, Кабарда, Осетия и Дигория, северная Кахетия) вулканическая деятельность проявлялась, по Л. А. Варданянцу, в начальную эпоху трансгрессии, после продолжительного перерыва в осадконакоплении, связанного с достаточно интенсивными орогеническими движениями рэт-лейаса.

В указанное время в осевой зоне Кавказского хребта существовала, видимо, цепь вулканов (Л. А. Варданянц, 1943), в значительной степени сходная с аналогичной цепью конца плиоцена и постплиоцена.

В петрографическом и обще-геологическом отношениях достаточно хорошо изучены эти породы только в истоках р. Кубани, а также в Осетии и Дигории, особенно в окрестностях Садона.

В металлогеническом отношении нижнеюрские эффузии и сопровождающие их интрузии (корни эффузий?) изучены плохо. Лишь в истоках Кубани установлена связь с ними баритовых рудопроявлений и намечается связь слабых проявлений полиметаллов.

Г. М. Ефремов выделяет предверхнетоарскую фазу, с которой связывает формацию габбро-диабазовых пород, имеющую на Северном Кавказе широкое распространение (от р. Пшехи на западе до р. Самур на востоке). Максимально насыщена этими интрузиями область Главного хребта; преобладающей формой интрузивных образований являются дайки различной мощности и линзообразные тела, нередко довольно крупные. По составу породы характеризуются большим разнообразием.

Приурочены указанные дайки, по Г. М. Ефремову, исключительно к породам среднего лейаса, залегая в них

согласно, и перекрыты отложениями верхнего тоара; этот факт позволяет связывать их внедрение с предверхнетоарской фазой тектогенеза. Но в Дагестане дайки подобных пород секут отложения аалена (Н. К. Русанов, 1938).

В южном Дагестане дайковые породы этого возраста представлены, по Л. А. Варданянцу, сочетанием кварцевого диорита (или кварцево-диоритового порфирита) со сферолитовым гранит-порфиром, из которых второй моложе и внедряется вдоль средней части даек диорита, образуя сложные, иногда симметричные дайки. В бассейне р. Самур такие образования очень многочисленны и слагают пояс протяжением в несколько десятков километров.

С этим поясом совпадают пространственно (вероятно и генетически) многочисленные полиметаллические и медные рудопроявления.

Такого же рода интрузивные образования существуют и в северной Кахетии, но проявляются они, по-видимому, менее широко. И здесь пространственно они сочетаются с медными рудопроявлениями.

Далее Г. М. Ефремов выделяет предкелловейскую гранит-порфировую (кератофировую) интрузию. Породы этой интрузии широко развиты в Садонском рудоносном районе, где они локализуются в пределах предкелловейских антиклиналей.

Существовало предположение, что они могут являться корнями излияний кератофиров лейаса, но Г. М. Ефремовым установлено, что, кроме известных ранее даек, они слагают довольно крупные массивы, прорезающие граниты и эффузивные кератофиры. Эти массивы, в свою очередь, прорываются дайками: кроме того, дайки этих пород нередко секут крупные послесреднетоарские разломы. Таким образом, они являются, по упомянутому автору, более молодыми интрузивными образованиями по сравнению со среднелейасовыми эффузивными кератофирами.

Анализ тектонических взаимоотношений в районе Садона привел Г. М. Ефремова к выводу, что внедрение указанных интрузивных пород следует связывать с временем формирования предкелловейской складчатости (интрузии приурочены исключительно к предкелловейским антиклиналям

Макроскопически эти породы имеют эффузивный облик; структура их порфировая, но основная масса полностью раскристаллизована. В отличие от эффузивных кератофиров химический состав их соответствует не сиенитовой, а гранодиоритовой магме.

Эти породы наиболее широко развиты в Северной Осетии; по мнению Г. М. Ефремова, к этому же возрасту следует отнести и некоторые дайки сходных пород в рудоносной области Дагестана. Вероятно, местами они ранее описывались как габбро-диабазы (диагенезированные).

В северо-западной части Большого Кавказа установлено два интрузивных пояса нижнемелового возраста: южный и северный; северный или так называемый Кардывачско-Сачарский пояс представляет один магматический комплекс, сложно сформированный, в котором выделяются нижеследующие разновидности от основных к кислым, отвечающие отдельным фазам формирования комплекса: 1—габбро и габбро-диориты, 2—диориты, 3—кварцевые диориты, 4—граниты серые и красные, 5—многочисленные схизолиты состава от диабазовых до кварцевых порфиритов.

Южный пояс сложен магматическим комплексом из диоритов, габбро-диоритов и диоритовых порфиритов.

Породы указанных поясов прорывают в разных местах отложения средней и верхней юры, баррема и альба; галька их встречена в конгломерате верхнего мела. Связаны они, видимо, с предсеноманской орогенической фазой. С интрузивным комплексом Кардывача связаны рудопроявления мышьяка, меди и др., пока еще слабо изученные.

На южном склоне Главного хребта, в западной его части констатированы кислые интрузии среднеюрского возраста, представленные кварцевыми диоритами, гранодиорит-порфирами, гранитами и др. Подобные породы секут древние кристаллические породы, аспидные сланцы лейаса и породы порфиритовой свиты байоса, перекрываясь трансгрессивно породами нижнего мела. В Главном хребте подобные породы секут аспидные сланцы лейаса, но не пересекают линии Главного надвига. Возраст указанных интрузий определяется как батский. Наиболее крупной интрузией этого возраста является Келасурская (по рр. Гумиста, Келасури и Кодори).

Она сложена в основном биотит-роговообманковыми и аплитовидными гранитами, приобретающими к периферии более основной характер. Массив пересечен дайками аплитов, пегматитов, кварцевых порфиров, диабазов, а также несущими оруденение кварцевыми и кальцитовыми жилами.

Также батскими, но несколько более древними считают кварцевые габбро-монцонитовые интрузии, так как они часто слагают периферические части гранитоидных тел, секутся их апофизами и содержатся в них в виде ксенолитов.

Еще несколько более древними (байосскими) являются разнообразные порфириты, диабазы и отчасти габбро, секущие отложения лейаса и породы порфиритовой серии байоса.

В Дзирульском кристаллическом массиве констатированы кислые и средние интрузивные породы верхнеюрского возраста (Хевская и Чалванская интрузии); представлены они кварцевыми диоритами, банатитами и гранодиоритами. Они прорывают отложения байоса, а перекрываются породами нижнего мела, чем определяется точно их верхнеюрский возраст.

В Малом Кавказе в юрское время, впервые после нижнего палеозоя, вспыхнула интенсивная эффузивная вулканическая деятельность, продолжавшаяся затем, с относительно небольшими перерывами, вплоть до олигоценового времени включительно.

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

По р. Турагай-чай (левый приток р. Тертер) встречены диориты, габбро-диориты и сиенито-диориты среднеюрского возраста, в Храмском массиве—банатиты и жильные габбро и диабазы, затем гранит-порфиры с кварцево-порфировыми фациями.

Более определенно фиксируется нижнемеловой возраст гранодиоритовой интрузии района сел. Гюльятаг (в Нагорном Карабахе). Интрузия прорывает породы средней юры и перекрывается трансгрессивно отложениями верхнего сенона; но метаморфизованные ими породы встречаются уже в составе галек базального конгломерата альба.

Площадь указанной интрузии достигает около 100 км² (25×4 км); петрографический состав ее является довольно сложным; имеется целый ряд фациальных изменений, захватывающих в широких пределах группу гранитоидов. Исходным типом являются породы гранодиоритового ряда, сменяющиеся в краевых частях массива кварцевыми диоритами.

С этими породами связаны в указанном районе многочисленные жильные проявления полиметаллов (Pb, Zn, Ag), промышленное значение которых пока еще не установлено.

Кайнозой. Третичные интрузии имеют широкое развитие в Малом Кавказе и меньшее на территории Большого Кавказа.

К третичному периоду в центральном Кавказе следует отнести широко развитый пояс малых интрузий так называемого теплинского типа гранодиоритового состава с анортоклазом.

Этот пояс протягивается от верховьев р. Пшавской Арагвы на востоке до истоков р. Белой на западе (Г. М. Ефремов). Наиболее насыщенной является центральная зона Главного хребта между Эльбрусом и Казбеком.

По структурным и текстурным особенностям среди пород этой интрузии выделяются полнокристаллические и порфировые разности; первые представлены гранодиоритами и диоритами, вторые—дацитами и андезитами.

Достоверно установлено (Г. М. Ефремов), что внедрению гранитов предшествовали диориты (Сангутидонский плутон); вслед за гранитами следовало внедрение жильных пород, представленных дацитами и андезитами.

Л. А. Варданянц склонен относить внедрение гранитов к более ранней эпохе тектогенеза по сравнению с дацитами, для чего, по Г. М. Ефремову, нет оснований. Как известно, процесс формирования гипабиссальных интрузий почти повсеместно заканчивается внедрением пород жильных фаций.

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

Пояс очагов интрузий теплинского типа приурочен к приосевой части позднеальпийского антиклинория. Наибольшая концентрация магматических проявлений этого типа находится в широтной части последнего. Чем вызвано очаговое расположение интрузий, пока не установлено.

Анализ тектонических условий формирования интрузий теплинского типа показывает, по Г. М. Ефремову, что ее внедрение произошло в период полностью прекратившихся усилий сжатия, во время поднятия и размыва ее кровли.

Последние этапы формирования интрузии происходили в условиях сильного напора газов, что приводило, при сравнительно небольшой мощности кровли, к прорыву последней и к образованию трубок взрыва, характерным примером которых являются брекчии Бурстараиды, в центре Сангутидонского плутона.

Интрузивные тела имеют форму штоков незначительных размеров; наиболее крупный из них—Сантутидонский плутон—не превышает 4 км^2.

Гранодиориты окружены мощной зоной контактово-измененных пород, среди которых имеются и скарны.

Возраст гранодиоритовых интрузий теплинского типа до последнего времени решен еще не был; Г. М. Ефремов склонен был относить их к плиоценовому времени, Л. А. Варданянц считал, что они могут быть как мезозойскими, так и кайнозойскими, вплоть до нижнечетвертичных. Лишь в 1953—1954 гг. К. Н. Паффенгольцу удалось уточнить этот возраст, приведя доказательства в пользу их нижнемиоценового возраста (см. ниже).

Породы теплинского типа по минералогическому составу близки к породам так называемого тырныаузского интрузивного комплекса, относившимся ранее к верхнему лейасу. Представлен он, в последовательности возраста, анортоклазовым гранитом, анортоклазовым гранит-порфиром, анортоклазово-альбитовым аплитом и андезиновым (лабрадоровым) аплитом. С этим комплексом связано крупнейшее месторождение вольфрама и молибдена.

Фацией указанного комплекса являются так называемые Эльджуртинские граниты района Тырныауза, выступающие по правому и левому склонам р. Баксан. Далее к юго-восто-

ку эти гранодиориты слагают Чегемо-Баксанский водораздел, где, по данным К. Н. Паффенгольца (1954), они прорывают вулканогенную толщу олигоцена, ранее относившуюся к поздневюрмскому времени (см. стр. 132). Гранодиориты (адамеллиты) Чегемо-Баксанского водораздела ранее относились к докембрию; таким образом отсюда следует, что „граниты Главного хребта" представлены не однообразными и не одновозрастными породами.

Г. М. Ефремов склонен параллелизовать Тырныаузскую интрузию с гранит-порфировой интрузией Салонского района, т. е. считать ее предкелловейской. С. П. Соловьев считал ее позднетретичной, параллелизуя с молодыми интрузиями Главного хребта (т. е. теплинскими).

Ввиду того, что внедрение Тырныаузской интрузии сопровождалось выносом фтора, а третичные интрузии (и палеозойские) характеризуются выносом большого количества бора, Г. М. Ефремов считает их разновозрастными.

К нижнемиоценовому же возрасту должны быть отнесены лакколитообразные интрузии района Кавказских Минеральных Вод (Пятигорья), всесторонне исследованные в свое время А. П. Герасимовым (1937). В указанном районе вопрос о возрасте лакколитов (сложенных трахилипаритами с санидином и аномальным плагиоклазом) не мог быть разрешен, и он определялся по аналогии с подобными эффузивами Нальчикского района как послеакчагыльский. Ныне К. Н. Паффенгольцем доказывается для упомянутых эффузивов (липаритов) и их туфов олигоценовый возраст.

Весьма интересное исследование анортоклазов трахилипаритов Северного Кавказа произведено Н. Д. Соболевым (1957), пришедшим к выводу, что многие из них являются в сущности своеобразными альбит-олигоклазами.

Лакколиты Пятигорья образовались, вне сомнения, в последнюю фазу олигоценового магматического цикла, давшего в первые фазы эффузивы районов Нальчика, р. Чегем и другие.

Первым понизил возраст трахилипаритов Пятигорья Н. И. Николаев (1948), нашедший гальки этих пород в акчагыльском, по его мнению, конгломерате. По новейшим же данным Н. И. Лупарева (1956), эти конгломераты по стра-



Рис. 25. Пятигорье; гора Бешгау, вид с юга.

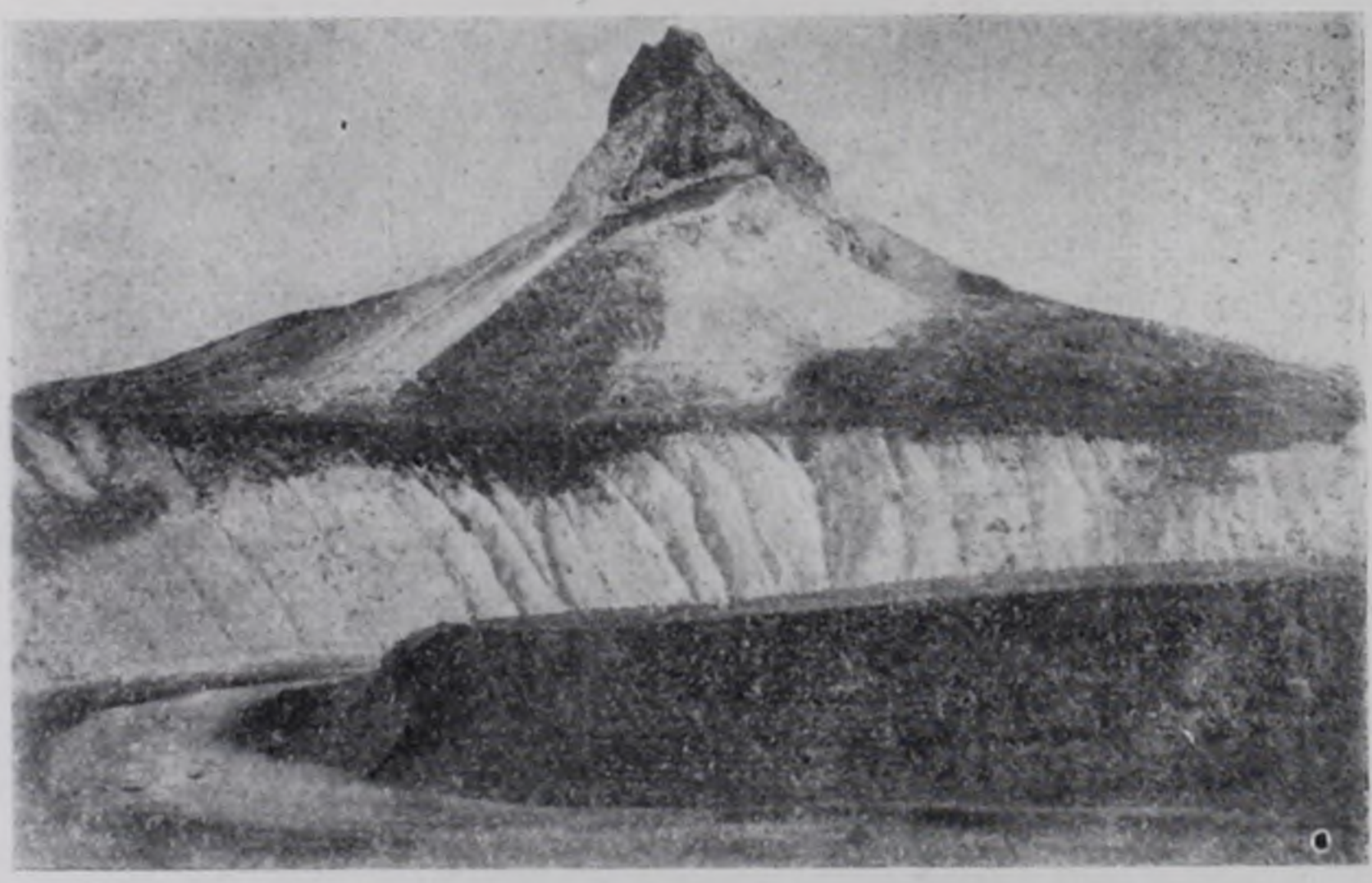


Рис. 26. Лакколит Скереше (Кум-гора) в районе Кавказских Минеральных Вод. Сложен гипабиссальными биотитовыми трахилипаритами. На переднем плане меандра р. Суркуль. Фото А. П. Герасимова.

тиграфическому положению находятся значительно ниже акчагыла и должны быть отнесены к мэотис-понту. Таким образом, по заключению Н. И. Лупарева, трахилипариты Пятигорья во всяком случае древнее плиоцена.

В Малом Кавказе интрузивные образования третичного времени широко развиты; здесь удалось расчленить их по возрасту на верхнеэоценовые и нижнемиоценовые.

В верхнеэоценовую орогеническую фазу в Малом Кавказе происходит внедрение крупных интрузий как кислых и средних, так и основных и ультраосновных.

Основные и ультраосновные породы верхнеэоценового возраста развиты в средней части описываемой области, где их выходы (так называемый офиолитовый пояс) приурочены к зоне интенсивно дислоцированных пород (поясу изоклинальной складчатости) верхнемелового и нижне-среднеэоценового возраста, пододвинутых под вулканогенную толщу нижней юры.

Нигде к северу от линии надвига, в Сомхитско-Ганджинской зоне, ультраосновных пород не констатировано; встреченные же здесь местами основные породы являются фациями кислых интрузивов.

Представлены ультраосновные породы производными пироксенито-перидотитовой магмы (габбро-пироксенитами, перидотитами, дунитами и др.), слагающими обычно небольшие массивы, соединяющиеся, по-видимому, на глубине. Ультраосновные породы часто почти нацело озмеевикованы.

Расположение пояса основных и ультраосновных пород к югу от надвига в опущенной зоне интенсивно смятых пород говорит о пассивном поднятии магмы вдоль трещин разрывов, следовавших за складкообразованием. Поднятие этой основной магмы происходило быстро, благодаря глубоким трещинам. Явлений ассимиляции боковых пород здесь поэтому не наблюдается; соответственно этому относительно слабо выражены и процессы дифференциации; здесь наблюдаются лишь шлировые выделения хромистого железняка, приуроченные к дунитовым телам, залегающим среди перидотитовых массивов.

Породы офиолитового пояса прорывают отложения среднего эоцена и перекрываются трансгрессивно породами олигоцена, чем точно определяется их верхнеэоценовый возраст.

Возраст гипербазитов Малого Кавказа неоднократно пытались понизить или доказать наличие в одной и той же зоне ультраосновных интрузий разного возраста: эоценового и верхнемелового. Но дальнейшие исследования все же показали, что все они прорывают верхнемеловые отложения, а также нижне- и среднеэоценовые („Петрография Азербайджана", с.р. 543, 1952).

К югу от озера Севан констатирован другой пояс основных пород (не выдерживающийся на столь далекое расстояние по простиранию как первый), приуроченный в основном к сравнительно пологим синклинальным прогибам.

Представлены указанные породы интрузивными базальтами, которым подчинены редкие, незначительной площади, массивы габбро. В металлогении эти интрузии никакой роли не играют. Возраст их также верхнеэоценовый.

По-видимому, к верхнеэоценовому же возрасту необходимо отнести основные интрузии (диабазы, габбро-тешениты) Боржомского района и соседних районов Аджаро-Триалетии, прорывающие отложения среднего эоцена, но ничем здесь не перекрытые.

Порядок внедрения отдельных кислых и других интрузий верхнеэоценового времени рисуется для центральной Армении (Памбакский хребет), по В. Н. Котляру, в следующем виде:

1—кварцевые диориты и монцониты,

2—гранодиориты и граниты (может быть являются субфазой первых),

3—порфировидные граниты,

4—сиениты (могут соответствовать по возрасту сиенито-диоритам и анальцимовым сиенитам Аджарии),

5—нефелиновые и щелочные сиениты,

6—нордмаркиты, щелочные сиениты и монцониты.

В южной Армении еще более молодыми являются небольшие интрузии основного типа.

Далее идут уже нижнемиоценовые интрузии гранодиоритового и монцонитового состава.

В олигоценовое время отчетливо обособляются две фации отложений: в центральной части Малого Кавказа, ис-

пытывающей сводообразное поднятие, отлагается мощная вулканогенная толща, а в депрессиях Куры и Аракса происходит накопление синхроничных им мощных же гипсоносных формаций, связанных с вулканогенным комплексом переходными фациями.

Вулканогенная толща отлагается в результате одного магматического цикла, шедшего в одном направлении: начались излияния основными лавами (базальтами) и закончились кислыми (липарито-дацитами и липаритами); имеется много обломочных образований. Наибольшее развитие имеют трахиандезиты и трахилипариты.

В конце олигоцена—начале миоцена, в связи с крупной орогенической фазой указанного времени, протекает мощный интрузивный цикл, давший многочисленные интрузии гранодиоритового типа.

Приурочены они главным образом к средней части области и имеют, по сравнению с основными породами, несравненно большее развитие (Зангезур—Памбак и др.).

Наиболее крупная интрузия слагает в юго-восточной части области весь бассейн р. Мегри с прилегающей частью Конгуро-Алангезского хребта. Представлены эти породы производными гранодиоритовой магмы.

Располагаются интрузии кислых и средних пород обычно в сводах главных антиклиналей, в участках (районах) до того менее дислоцированных; здесь поднятие магмы протекало естественно медленно, почему значительную роль играли явления ассимиляции и дифференциации, обусловившие большое разнообразие пород (особенно в крупных интрузиях). Здесь констатированы как крайние кислые разности гранитов (Кедабек и др.), так и средние и меланократовые (р. Мегри).

В Мегринской интрузии (батолит) констатированы (В. Г. Грушевой и др.) гранодиориты, сиенито-диориты, сиениты, нефелиновые сиениты, монцониты, габбро-диориты, габбро и др.), а также ультраосновные породы (пироксенит, апатито-магнетитовая порода).

При указанном медленном поднятии и застывании магмы, естественно, могли протекать процессы рудообразования

в поствулканическую фазу интрузий. Таким образом, наиболее надежными в отношении рудоносности могут оказаться районы с относительно более слаборазвитой пликативной складчатостью, но разбитые сбросами.

Располагающаяся к юго-западу от Конгуро-Алангезского хребта, в Нахичеванской АССР, группа лакколитов представлена гипабиссальными порфировидными гранодиоритами, несомненно, связанными на глубине с Мегринским батолитом.

С последним же необходимо генетически связывать и следующие к северу мелкие интрузии бассейнов рр. Воротан (Базар-чай) и Арпа (Восточный Арпа-чай). Все они кварцево-монцонитового состава с многочисленными переходами к сиенитам, с одной стороны, и к габбро и анортозитам с другой. Среди этих многочисленных интрузий лишь две (у сел. Чайкенд и в горе Теке-Долдуран) имеют абиссальный облик и могут быть отнесены к хонолитам с петрографическим составом, отвечающим сиенито-диоритам и кварцевым монцонитам с переходом в гранодиориты: остальные интрузии гипабиссального типа представлены мелкими штоками, интрузивными залежами и лакколитами с чрезвычайно пестрым составом от сиенита до оливинового габбро, что говорит о большом значении при их формировании процессов дифференциации и ассимиляции.

Часть кислых и средних интрузивных пород прорывает в пределах описываемой области отложения верхнего олигоцена и перекрывается породами нижнего сармата; для части же пород верхний предел их возраста по недостатку геологических данных определен быть не может.

Географическая близость поясов главных групп кислых и основных интрузивных пород, сходство их крайних фаций, малое различие в возрасте (верхний эоцен и верхний олигоцен) говорят, видимо, об общности их магматического очага. Породы офиолитового пояса являются наиболее древними из всего комплекса интрузивов палеогенового времени.

Жильная фация выражена в большей части интрузий аплитами, спессартитами, керсантитами, диабазами и др. породами ассистового типа: диоритовыми порфиритами, сиенито-порфирами, сиенито-диоритами, сиенито-диорит-порфи-

рами и другими жильными порфировыми разностями пород соответствующих интрузий.

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

Вышеописанные нижнемиоценовые гранитоиды Малого Кавказа вполне можно параллелизовать с подобными породами теплинского и тырныаузского комплексов Большого Кавказа. Лакколиты Пятигорья отвечают лакколитам Нахичеванской АССР, но породы последних представлены, однако, более глубинными фациями.

На крайнем юго-востоке Закавказья, в Талыше, констатированы ультраосновные, основные и средние интрузии.

Гипербазиты представлены биотитизированными и амфиболовыми перидотитами и пикритами; среди основных пород констатированы разнообразные тешениты и габбро, включая оливиновые нориты. К числу средних пород относятся габбро-диориты и сиенито-диориты.

Возраст их определяется как верхнеэоценовый, т. е. он сходен с таковым офиолитового пояса Армении.

На крайнем северо-западе Малого Кавказа, в Аджаро-Триалетской зоне, третичные интрузии представлены многочисленными мелкими телами, сложенными кварцевыми сиенит-порфирами, сиенито-диоритами, кварцевыми монцонит-диоритами, монцонитами и др. Вмещающими породами являются вулканогенные образования среднего эоцена, нередко в зоне контакта с интрузиями сильно измененные и содержащие местами медное и редкометальное оруденение.

Наличие гальки упомянутых интрузивных пород в нижнесарматских конгломератах позволяет для данного района

определить границы времени их внедрения от верхнего эоцена до среднего миоцена включительно.

На основании вышеизложенного об интрузивных образованиях Кавказа можно прийти к следующим выводам.

1. На территории Кавказа широко развит обширный комплекс интрузивных пород различного возраста, начиная от докембрия и кончая третичным временем. Со многими интрузиями связано определенное специфическое оруденение, имеется несколько металлогенических эпох.

2. Интрузивные породы весьма многочисленны и разнообразны по составу; представлены они различными дифференциатами единой магмы (перидотитовой ?), приуроченными к определенным тектоническим зонам.

Наиболее дифференцированы крупные плутоны (Мегринский, Памбакский), содержащие всю серию пород щелочно-земельного дифференциационного ряда от кислых гранитов до ультраосновных пород включительно.

3. В сложных интрузивных комплексах общим является переход от основных или ультраосновных магм в более ранних фазах к кислым магмам в более поздних фазах.

4. На всем протяжении времени, от докембрия до четвертичного периода включительно, магма неуклонно эволюционировала в одном направлении — в сторону большей щелочности (рис. 27), оставаясь в основном щелочно-земельной; только в верхнеэоценовый и нижнемиоценовый интрузивные периоды магма местами (Памбак, Мегри) приобретала щелочной характер.

5. Поствулканическая деятельность почти всегда характеризуется присутствием бора, что выражается в распространенности турмалина. Фтор, как правило, отсутствует. Присутствует он, притом в громадных количествах, лишь на Тырныаузе, в связи с чем тырныаузский интрузивный комплекс представляет в Кавказском хребте своего рода уникум.

6. Почти все интрузии связаны с определенными орогеническими фазами; лишь для некоторых третичных интрузий возраст остается спорным—верхний эоцен или нижний миоцен.

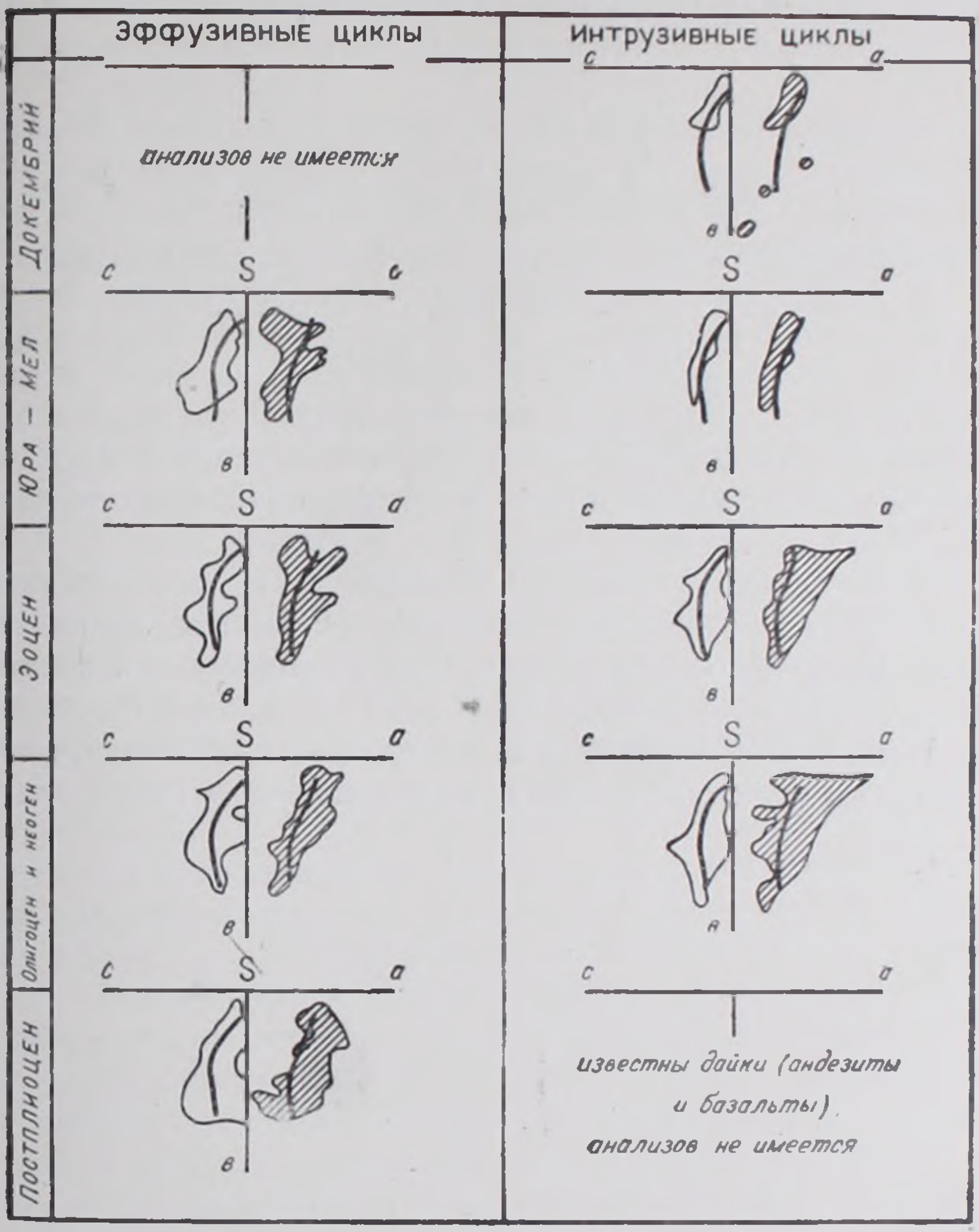


Рис. 27. Схема эволюции магмы на Малом Кавказе за время докембрий—постплиоцен. Составил К. Н. Паффенгольц.

7. Проявления магматизма приурочены главным образом к геоантиклинальным областям; обнаруживается закономерная связь между формами проявления магматизма, с одной стороны, и геотектоническим развитием местности—с другой.

8. Магматическая геология древнего палеозоя остается еще недостаточно изученной как в Большом, так и в Малом Кавказе. Эти исследования должны составить задачу ближайшего будущего.

9. Кавказ является довольно хорошо изученным в петрографическом отношении, но требуется еще большая работа над уточнением многих специальных вопросов петрологии и детализацией карт различных интрузивов для выделения, главным образом, их фаций и выяснения их взаимоотношений, возраста и роли в металлогении области (граниты Главного хребта и др.).

Необходимо „узаконить" наличие в тематике районных геологических управлений петрографических тем, правильно использовать там кадры петрографов и предоставить им возможность для качественной обработки материалов (удлинить срок камеральной обработки для петрографов, командировать их на время в центры, оснастить лаборатории в управлениях и т. п.).

IV. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК АЗОВО-КУБАНСКОЙ ВПАДИНЫ И ВОЗВЫШЕННОСТИ ЕРГЕНЕЙ

СТРАТИГРАФИЯ

Азово-Кубанская впадина охватывает всю территорию западного Предкавказья и занимает обширное пространство между Донецким кряжем и северо-западным Кавказом.

В орографическом отношении в своей основной части она представляет собой низменную, степную равнину, полого наклоненную к Азовскому морю. Эта равнина расчленяется плоскими долинами речек и балок, в редких подмывах которых обнажаются только четвертичные суглинки и лишь иногда песчаные отложения верхнеплиоценовой серии.

Более древние образования оказываются глубоко погруженными и прослеживаются на дневной поверхности только в периферических зонах впадины — в третичных предгорьях северо-западного Кавказа, по правобережью Дона и на западных склонах Ставропольских и Ергенинских поднятий.

Центральные и южные Ергени, ограниченные со всех сторон понижениями, с востока Прикаспийской низменностью, с северо-запада депрессией Дона и с юго-запада долиной Манычей, представляют собою, в целом, крупное тектоническое и орографическое поднятие юго-востока страны. Поднятие это асимметричное: восточный (Каспийский) и южный (Манычский) склоны его являются крутыми и короткими, в то время как Донской, северо-западный склон пологий и весьма протяженный.

Наиболее возвышенная часть Ергеней с отметками до 220 м приурочивается к юго-восточной зоне, которая со стороны долины Манычей обрамляется миоценовым карнизом Чолон-Хамура и возвышается над окружающими депрес-

сиями почти на 200 м. Процессы эрозии выводят на дневную поверхность на склонах Ергенинской возвышенности разнообразные коренные породы, погруженные в соседних впадинах, в том числе и в Азово-Кубанской, как уже говорилось, на большие глубины.

В геотектоническом отношении описываемая территория Ергеней и Азово-Кубанской впадины приурочивается к окраинной части Русской платформы, к зоне сочленения ее с Кавказской геосинклинальной областью. Подобное положение этой территории обусловливает развитие переходных фаций среди развитых здесь отложений, разрез которых охватывает сложный комплекс образований от допалеозоя до четвертичных пород включительно.

В заключение вводного раздела необходимо отметить, что равнинная территория Азово-Кубанской впадины с глубоко погруженными напластованиями характеризуется значительно меньшей геологической изученностью по сравнению с возвышенностью Ергеней, где коренные породы широко обнажаются на дневной поверхности.

Более того, вплоть до последнего времени вообще не имелось никаких определенных данных по геологическому строению глубинных частей этой впадины. Но сразу же после Великой Отечественной войны, в связи с задачами восстановления и дальнейшего развития народного хозяйства, в пределах Кубанской впадины были развернуты крупные геологические работы. Они проводились Краснодарнефтеобъединением, Севкавгеолуправлением, Кавказнефтегазразведкой и Севкавжелдорогой и сопровождались бурением ряда опорных, поисково-структурных и гидрогеологических скважин глубиною до 2755 м.

Эти работы послевоенного периода, в которых принимал участие и Г. Н. Родзянко, и дали, по сути дела, первые материалы к познанию геологического строения глубинных частей Азово-Кубанской депрессионной структуры.

1. ДОПАЛЕОЗОЙ

Описываемая территория ограничена выступами допалеозойских пород с юго-востока и северо-запада. На юго-

востоке — это полоса кристаллических сланцев и гранитов Главного Кавказского хребта, а на северо-западе — область выходов допалеозойских пород Украинского кристаллического массива. Последние обнажаются на дневной поверхности в 60 км к западу от гор. Таганрога. Погружаясь отсюда в юго-восточном направлении, они прослеживаются под покровом мезокайнозойских отложений в пределы рассматриваемой области, где и вскрываются буровыми скважинами в зоне северного крыла Азово-Кубанской впадины (Таганрог, Ростов, ж.-д. ст. Каял, сел. Маргаритовка).

Основные данные по скважинам даются в таблице.

Местоположение скважин	Порядок абс. отм. устьев скважин в м	Глубина скважин в м	Глубина до кровли допалеозойских пород в м	Порядок абс. отм. кровли допалеозойских пород в м	Петрографическая характеристика допалеозойских пород
гор. Таганрог	+24	608,2	603,7	—580	Серые роговообманковые мигматиты и полимигматиты
сел. Маргаритовка	+22	1203	1185	—1160	Граниты светло-серые и розовые; местами разрушенные
гор. Ростов	+20	531,1	523,5	—500	Серые гранито-гнейсы массивного сложения
ж.-д. ст. Каял	+20	663,3	624,1	—600	Серо-зеленые гранито-гнейсы, в кровле разрушенные

В зоне расположения названных скважин допалеозойские породы погруженной юго-восточной части Украинского кристаллического массива залегают непосредственно под меловыми слоями. Из указанной зоны, вытянутой в юго-восточном направлении, породы допалеозойского возраста опускаются к северо-востоку в сторону Донбасса, где они

уходят под каменноугольные отложения огромной мощности и к юго-западу в глубины Азово-Кубанской впадины.

В этом последнем направлении рассматриваемые допалеозойские породы скрываются под дислоцированные, по-видимому, палеозойские породы скважин станиц Ясенской (возможно девон), Ново-Минской (возможно нижний карбон) и Песчанокопской (точно датированный нижний карбон). Приведенные материалы подтверждают мнение М. М. Тетяева, который много лет тому назад указал на антиклинальную природу Украинского кристаллического массива (по крайней мере его юго-восточного погружения) и выделил два обрамляющих его синклинория — северный, отвечающий Донецкой складчатой системе, и южный, погребенный в глубинах Предкавказья.

Возвращаясь к рассмотрению юго-восточной, погруженной части Украинского кристаллического массива, располагающейся в пределах описываемой территории — отметим, что приведенные данные свидетельствуют о Кавказском простирании этой части массива, в связи с чем дальнейшее его продолжение должно предполагаться в юго-восточном направлении на гор. Сальск, что согласуется и с геофизическими данными.

Таким образом, имеющееся мнение о связи Украинского массива со Ставрополье и о наличии погребенного поднятия по линии Краснодар-Ейск имеющимися материалами не подтверждается.

Анализ абсолютных отметок позволяет нам выделить в районе сел. Маргаритовка широкую котловину поверхности допалеозойских пород.

Как видно из данных вышеприведенной таблицы, в осевой (или приосевой) части Маргаритовской котловины абсолютные отметки поверхности допалеозоя определяются в минус 1160 м. Отсюда происходит подъем допалеозоя до положительных отметок в районе Мариуполя (100 км к западу от Маргаритовки), до минус 604 м в Каяловской скважине (60 км к востоку от Маргаритовки). К востоку от ж.-д. ст. Каял следует новое понижение, что характеризует

район Каяла как зону поднятия, что было выявлено нами еще в 1952 г.

Выделенные зоны котловин и поднятий возникли в доверхнемеловое время и в дальнейшем характеризовались постоянством своих особенностей. В этом отношении достаточно указать на мощность мезокайнозойских пород, которая в Маргаритовской котловине достигает 1185 м, в то время как в зоне Каяловского поднятия составляет всего 523 м.

К югу от охарактеризованной полосы юго-восточного погружения Украинского кристаллического массива допалеозойские породы, как уже говорилось выше, быстро опускаются в глубины центральных и южных районов Азово-Кубанской впадины с тем, чтобы снова выступить на дневную поверхность в центральных частях Кавказа.

В области центральных и южных Ергеней допалеозойские породы, по данным геофизики, также оказываются погруженными на большие глубины с образованием двух выступов: в районе ж.-д. ст. Ельмут в западных Ергенях (глубина залегания допалеозоя порядка 7500 м) и в районе ж.-д. ст. Котельниково в северной зоне центральных Ергеней (глубина залегания допалеозоя порядка 3500 м).

2. ПАЛЕОЗОЙ

Из пород палеозойского возраста в пределах Азово-Кубанской впадины и возвышенности Ергеней в настоящее время могут быть выделены отложения каменноугольной системы, имеющие здесь весьма широкое распространение, и условно отложения девона. К последним вплоть до окончательного выяснения этого вопроса можно отнести конгломераты и брекчии, вскрытые буровой скважиной станицы Ясенской (40 км к югу от Ейска) на глубине 2260—2250 м.

Нужно отметить, что предположения о наличии девона в названной скважине, высказанные А. Я. Дубинским (1953), согласуются с известными данными о развитии этих отложений в юго-западной части Донецкого бассейна.

Каменноугольная система. Отложения каменноугольной системы в Ергенях впервые были установлены в 1935—1936 гг. на западной окраине этой территории у слободы Марты-

новки в буровой скважине № 8 на глубине 278 м и на севере центральных Ергеней в скважинах у ж.-д. ст. Семичная и Котельниково, соответственно на глубинах 389 и 511 м. В дальнейшем, в послевоенный период (1945—1953) каменноугольные породы были вскрыты буровыми скважинами в западной части Доно-Сальского междуречья (Семикаракорско-Висловский район) в западной части центральных Ергеней (район ж.-д. ст. Двойная Куберле) и на юго-востоке Ергеней (район Белоглинской структуры) соответственно на глубинах 100—300, 320—370 и 1650—1800 м.

Во всех вышеназванных скважинах каменноугольные отложения располагаются под спокойно, в общем, залегающими породами мезокайнозойского возраста. По своим петрографическим особенностям каменноугольные отложения южных и центральных Ергеней относятся к типичной донецкой фации и характеризуются значительной дислоцированностью с падением слоев до 30—80°. Всюду отмечено характерное для открытого Донбасса чередование своеобразных, темноокрашенных глинистых сланцев, алевритов и песчаников с подчиненными прослоями известняков. В возрастном отношении эти породы сопоставляются с верхним и, главным образом, со средним отделами карбона (последний отвечает вестфальскому ярусу Западной Европы).

Мощность каменноугольных отложений в Ергенях не установлена: судя по данным геофизики, она может достигать 10 км вместе с возможными здесь отложениями нижнего карбона и девона. По данным В. Н. Зубцовского, мощность среднего отдела карбона в юго-восточной части открытого Донбасса, почти примыкающей к Ергеням, определяется в 7000—7400 м.

Угли в пределах рассматриваемой территории в отложениях карбона были вскрыты только в западной части Доно-Сальского междуречья (Семикаракорско-Висловский район), где установлены промышленные месторождения антрацитов.

Глубина залегания каменноугольных пород в рассматриваемой зоне Ергеней, как видно из приведенных данных, постепенно возрастает к юго-востоку, в соответствии с об-

щим погружением всей складчатой системы в этом направлении и на расстоянии 240 км от восточной границы открытого Донбасса в скважинах структуры Белой Глины достигает 1600—1800 м.

Все изложенное позволяет говорить о повсеместном распространении дислоцированных пород каменноугольного возраста донецких фаций в пределах центральных и южных Ергеней. Под покровом мезокайнозойских отложений они протягиваются сюда из районов открытого Донбасса, как это предвидел еще академик А. П. Карпинский и как это впоследствии было подтверждено работами, главным образом, Северо-Кавказского геологического управления (бывшее Азово-Черноморское), которые руководились академиком П. И. Степановым и его учениками и которые и в настоящее время продолжают успешно развиваться.

В Азово-Кубанской депрессии надежно датированные отложения каменноугольного возраста вскрыты лишь в 1952—1953 гг. в опорной буровой скважине, расположенной в станице Песчанокопской (восточное крыло впадины). Здесь на глубине 2741—2519 м располагается серия глинистых, песчанистых и углистых сланцев, кварцитовидных песчаников и темных известняков общей мощностью в 222 м, с наклоном слоев до 45—85°. В известняках Н. А. Редичкиным была обнаружена фауна фораминифер *Brunsia pulchra* Mikh., *Glomospira gordialis* Jones et Parker, *Endothyra samarica* Raus. и др., что позволило ему считать эти породы не древнее турне и не моложе нижних горизонтов визейского яруса нижнего карбона. Помимо того, в скважинах станицы Ново-Минской (северное крыло впадины) и станицы Выселки (центральная зона впадины) отложения, сопоставляемые условно с палеозоем и, в частности, с карбоном, были вскрыты примерно в это же время, соответственно на глубинах 2570—2370 и 2755—2677 м. В первом случае это—филлиты, кварцито-песчаники, аркозовые песчаники, конгломераты с наклоном слоев до 10—15°, во втором—глинистые сланцы (с пластовой эффузией кислого состава) с наклоном слоев до 50—80°.

Приведенные данные позволяют говорить о развитии в пределах Азово-Кубанской впадины дислоцированных палеозойских пород, в том числе и пород каменноугольного возраста. Они образуют складчатый фундамент этой области и перекрываются мощной толщей спокойно в общем залегающих мезокайнозойских отложений.

Описанные палеозойские породы Азово-Кубанской впадины представляют собою в целом южное обрамление погруженной юго-восточной части Украинского кристаллического массива.

3. МЕЗОЗОЙ

Среди отложений мезозойского возраста в центральных и южных Ергенях и в Азово-Кубанской впадине распространены породы меловой системы; юрские и триасовые образования здесь не обнаружены, они развиты, по-видимому, лишь в южных районах Азово-Кубанской впадины. Для отложений юры этот вопрос пока окончательно не решен и для более северных ее областей.

Из отложений меловой системы на описываемой территории могут быть выделены осадки верхнего и нижнего мела: последние представлены отложениями апт-альбского и альб-сеноманского возрастов.

Нижний мел. Апт-альбские и альб-сеноманские отложения в Азово-Кубанской впадине вскрываются в ряде буровых скважин на глубинах возрастающих в южном направлении от 604 м (ж.-д. ст. Каял) до 2366 м (станица Выселки). Мощность нижнемеловых отложений изменяется от 20 до 450 м, что видно из нижеследующих данных о глубине залегания их кровли и подошвы по отдельным скважинам: ж.-д. ст. Каял 604—624 м, сел. Маргаритовка 1000—1185 м, станица Ясенская 1930—2240 м, станица Ново-Минская 2095—2370 м, станица Выселки 2366—2677 м.

В скважинах Ростова и Таганрога нижнемеловые отложения отсутствуют. Таким образом, вероятная, северная апт-альбская суша располагалась где-то в районе Таганрогского залива и далее к северо-востоку. Это положение подтверждается прибрежным характером апт-альбских отло-

жений, вскрытых в северо-западной части Азово-Кубанской впадины в скважинах сел. Маргаритовки, станицы Ново-Минской и станицы Ясенской (песчаники и сланцы с растительными остатками) и более глубоководным характером этих отложений в юго-восточных и южных скважинах (мергели с редкими прослоями песчаников и глин в скважине станицы Песчанокопской и глины с редкими прослоями алевритов в скважине станицы Выселки). Принадлежность рассматриваемых отложений к апт-альбскому и альб-сеноманскому возрасту базируется на стратиграфических взаимоотношениях и фауне форминифер. Последняя хотя и не содержит руководящих видов, однако, встречается обычно в отложениях альб-сеноманского (скважинах ж.-д. ст. Каял и сел. Маргаритовки) и апт-альбского (скважине станицы Ново-Минской) возраста.

В области Ергеней нижнемеловые отложения известны только в их крайней юго-восточной зоне, где, по данным Ю. А. Сударикова и К. Ф. Пальцевой, в скважинах Белоглинской структуры условно выделяются апт-альбские отложения мощностью в 206 м, представленные песчаными сланцами и алевритами с прослоями песков и глин.

Верхний мел. Отложения верхнемелового бассейна широко развиты как в Азово-Кубанской впадине, так и в Ергенях, где они вскрываются буровыми скважинами на различных глубинах. На дневную поверхность эти осадки выходят вдоль южного ограничения описываемой территории (в пределах северо-западного Кавказа) и вдоль северного ее края, проходящего по южной границе открытого Донбасса.

В указанных границах распространены все ярусы верхнего отдела меловой системы. Однако в силу внутриформационных и последующих палеогеновых размывов стратиграфическая полнота данных отложений не является постоянной и претерпевает существенные изменения.

В Азово-Кубанской впадине отложения верхнего мела вскрываются на глубинах, величина которых изменяется от 315 м на периферии северного крыла впадины (гор. Ростов) до 2023 м в центральных ее районах (станица Выселки).

Ниже приводятся данные по глубине залегания кровли и подошвы верхнемеловых отложений по отдельным скважинам Азово-Кубанской впадины; северное крыло структуры: Ростов 315—523 м, Таганрог 320—607 м, ж.-д. ст. Каял 475—596 м, сел. Маргаритовка 576—1000 м; станица Ново-Минская 1410—2085 м, станица Ясенская 1155—1930 м; восточное крыло структуры: — станица Песчанокопская 1959—2069 м и центральная зона структуры—станица Выселки 2023—2366 м.

Как видно из приведенных данных, величина мощности верхнемеловых отложений в северных, восточных и центральных районах Азово-Кубанской впадины изменяется от 121 (ж.-д. ст. Каял) до 775 м (станица Ясенская), что связано с различным характером колебательных движений в различных частях этой территории.

В разрезе Таганрогской скважины на допалеозойские кристаллические породы налегает конгломерат размыва мощностью в 24,6 м; выше следует пачка пестроцветных мергелей мощностью в 98 м, условно отнесенная к турону и сантону, и пачка темных мергелей мощностью в 152 м кампанского яруса с *Belemnitella mucronata* Schloth. В кровле мергелей залегают известняки и глины совокупной мощностью в 10 м, условно отнесенные к маастрихту.

Наиболее сокращенный в стратиграфическом отношении разрез верхнемеловых пород наблюдается в Ростовской скважине, где непосредственно на гранито-гнейсах допалеозоя, по данным Ю. П. Никитиной, залегают нижнесантонские мергели мощностью в 6 м с характерными фораминиферами, которые перекрываются нижнекампанскими мергелями, гипсами и известняками общей мощностью в 202 м. Нижнекампанские отложения содержат обычные для них фораминиферы и трансгрессивно перекрываются песчаниками палеогена.

Район Каяловской скважины также характеризуется преобладанием восходящих движений и предсантонским размывом пород туронского и коньякского возрастов. Это определило уменьшение мощности развитого здесь верхнемелового разреза, представленного мергелями сеномана (45 м), верхнего сантона (41 м) и нижнего кампана (35 м) общей

мощностью до 121 м; нижнекампанские отложения Каяловской скважины перекрываются десятиметровой пачкой песчаников и глин, относящейся по фауне фораминифер, согласно Л. Н. Кулис, к дату или палеоцену.

Наиболее полный разрез верхнемеловых отложений, представленный мергелями мощностью в 424 м, в котором на основании фауны фораминифер выделены сеноман (40 м), турон (39 м), сантон (45 м), кампан (195 м) и маастрихт (100 м) — вскрывается в Маргаритовской скважине.

В скважине станицы Ново-Минской верхнемеловые отложения имеют мощность 675 м (мергели с прослоями песчаников и глин); по данным Краснодарнефтеразведки здесь охарактеризованы фауной фораминифер сеноман, маастрихт и дат, но, по-видимому, здесь присутствуют также отложения и остальных ярусов верхнего мела.

В скважинах станиц Ясенской, Песчанокопской и Выселки мощность верхнемеловых отложений, подразделенных на ярусы, определяется соответственно в 775, 110 и 343 м. В отношении литологического состава они представлены глинистыми песчаниками, мергелями и известняками (Ясенская скважина), мергелями (Песчанокопская скважина) и известняками в верхней части с прослоями алевритов (Выселковская скважина).

В западной части Доно-Сальского междуречья отложения верхнемелового возраста распространены в синклиналях каменноугольных пород и отсутствуют в то же время на поднятиях карбона, где они оказываются срезанными последующими трансгрессиями морей палеогенового времени. Возможно, что некоторые поднятия этой области вообще не покрывались водами верхнемеловых бассейнов.

В Ново-Золотовской синклинали по левобережью Дона в разрезе скважины № 95 верхнемеловые породы (мощностью 120 м), налегающие на верхний карбон, вскрываются на глубине 92 м от дневной поверхности. Согласно Ю. П. Никитиной, по фауне фораминифер здесь выделяются: сеноман (мел, 10 м), турон и коньяк (мел, 42 м), нижний сантон (мергель, вверху песок, 39 м) и нижний кампан (мергель, 29 м). Аналогичный разрез верхнемеловых отложений

прослеживается и в Высловской синклинали, расположенной далее к юго-востоку.

В пределах возвышенности центральных и южных Ергеней верхнемеловые отложения вскрыты на западе на глубине 312 м и в скважине слободы Мартыновки, на севере в скважинах ж.-д. станций Семичная и Котельниково соответственно на глубинах 301 и 248 м и на крайнем юго-востоке в скважинах Белоглинской структуры на глубине 395—861 м.

Верхнемеловые отложения Мартыновской скважины, пройденной мощностью в 181 м, представленные снизу вверх серо-зеленоватыми глинистыми песчаниками (70 м), серыми мергелями (23 м) и белыми мергелями (80 м), относятся по-видимому, к сеноману, турону и сенону.

В Семиченской скважине на породы карбона, по данным В. П. Варфоломеева и Т. Д. Покатило, налегает десятиметровая пачка мела и мергелей туронского и коньякского возрастов, которая перекрывается двухсотметровой свитой сенона, сложенной песчаниками, песками и глинами.

В Котельниковской скважине, по тем же данным, верхнемеловые отложения (мощностью 140 м) представлены песками сеномана (15 м), налегающими на средний карбон, мергелями турона (8 м) и чередованием глин, песчаников и опок сантона (117 м).

В районе станицы Раздорской буровыми скважинами встречены пестроцветные отложения, условно относимые к триасу; залегают они на каменноугольных образованиях.

На юго-востоке Ергеней в скважинах Белоглинской структуры породы верхнемелового возраста мощностью порядка 1000 м (залегающие на апт-альбских слоях), представлены, по данным Ю. А. Сударикова и К. Р. Пальцевой, песчанистыми сланцами и алевритами с прослоями песков и глин сеномана, известняками с прослоями песка турона, мергелями кампана, известняками маастрихт-кампана и глинами маастрихта.

4. КАЙНОЗОЙ

Третичные отложения

Территория Азово-Кубанской впадины и возвышенности Ергеней представляют собою область сплошного распростра-

нения отложений третичного возраста. При этом наиболее широким развитием в данном районе пользуются отложения палеогена и верхнего плиоцена, в то время как осадки миоцена и нижнего плиоцена распространены на меньших площадях, ввиду отсутствия их на большей части Ергенинской возвышенности.

В Азово-Кубанской впадине отложения третичного возраста выходят на дневную поверхность лишь в области ее крыльев, оставаясь погруженными в центральных районах структуры. В то же время на Ергенях эти породы, начиная с эоцена, повсеместно выступают в разрезах склонов долин.

Палеоген. Отложения палеогенового возраста, представленные всеми своими отделами, застилают сплошным покровом территорию Азово-Кубанской впадины и возвышенности Ергеней. В ряде мест они с размывом налегают на различные горизонты отложений меловой системы, а местами (западная часть центральных Ергеней, Доно-Сальский водораздел) и на дислоцированные толщи карбона.

Палеогеновые отложения южных Ергеней особенно детально изучались Ф. П. Пантелеевым (1947), который сопоставил их с одноименными отложениями Северного Кавказа и расчленил эту толщу на палеоцен, фораминиферовые и майкопские слои. Палеоцен подразделен на две пачки: нижнюю—глинисто-песчаную и верхнюю—песчаную. В фораминиферовых слоях выделены три свиты (снизу вверх): зеленая, белая и солонская. Последняя, в свою очередь, разделена на три горизонта: нижний карбонатный, средний опоковый и верхний маргинулиновый. Вышележащие майкопские слои подразделены на четыре части: хадум, нижний, средний и верхний майкоп.

В. Г. Морозова и Ю. А. Суариков, изучавшие палеоген южных Ергеней в последнее время (1952), подтверждают в целом схему Ф. П. Пантелеева, но внутри выделенных им подразделений вносят ряд изменений и приводят более детальное расчленение этих отложений, что видно из нижеследующей таблицы, заимствованной из работы Ю. А. Сударикова и В. Г. Морозовой.

По В. Г. Морозовой и Ю. А. Сударикову				По Ф. П. Пантелееву			
1952 г.		1950 г.	Возраст	Возраст	1939 г.		
Майкопская свита		$Мк_2$	Средний и верхний олигоцен	Средний и верхний олигоцен	Майкопские слои		Нугринская свита
		$Мк_1$					Листоватая свита
		Cd_3					Хадум
Цимлянская свита	Ремонтнен. слои	Cd_2	Нижний олигоцен				
	Орловские слои						
Солонская свита	Верхне-солонские	F_6^3	Верхний эоцен				
	Средне-солонские	F_6^{1+2}		Нижний олигоцен			Солонская свита
	Нижне-солонские	F_5					
Керестинская свита		F_4^2		Верхний эоцен	Фораминиферовые слои	Верхние	
Сальская свита		F_4^1	Средний эоцен			Средние	Белоглинская свита
		F_3		Средний эоцен			
		F_2	Нижний эоцен	Нижний эоцен		Нижние	Зеленая свита
Чикалдинская свита		Pg_{1+2}	Палеоцен нижний эоцен	Палеоцен и эоцен			
		Pg_1		Палеоцен			

Палеоцен. Фаунистически охарактеризованные отложения палеоцена в области южных Ергеней вплоть до настоящего времени не обнаружены.

К указанным образованиям, условно, по стратиграфическому положению Ф. П. Пантелеев (1939) отнес толщу песков и песчано-глинистых отложений белоглинского разреза южных Ергеней, залегающих на интервале 540—295 м между верхним мелом и эоценом. Вышележащие серо-зеленые глины с прослоями песка этого разреза, вскрытые на глубине 295—215 м, Ф. П. Пантелеев хотя и относил к эоцену, но считал, вместе с тем, что они в полной мере могут быть причислены еще к палеоцену. Толщу палеоцена белоглинского разреза указанный автор по литологическим признакам разделил на две пачки: нижнюю — глинисто-песчаную (540—401 м), и верхнюю — песчаную (401—295 м), приподнимая интервал залегания переходных между палеоценом и эоценом слоев до 215—172 м. В. Г. Морозова и Ю. А. Судариков отнесли переходные слои Ф. П. Пантелеева (интервал 295—215 м) на основании стратиграфических взаимоотношений, к палеоцену. В связи с этим упомянутые авторы и выделяют в белоглинском разрезе палеоценовые слои на интервале 540—215 м и подразделяют их по литологическим признакам на три пачки: нижнюю—глинисто-песчаную, среднюю — песчаную и верхнюю — глинистую. Переходные слои интервала 215—172 м и верхнюю часть палеоцена В. Г. Морозова и Ю. А. Судариков выделяют в чикалдинскую свиту.

В центральных Ергенях породы палеоценового возраста выделяются по северной их окраине в скважинах ж.-д. станций Котельниково и Семичная, где эти слои входят в состав нерасчлененных отложений эоцена и палеоцена. Они выражены здесь в первом случае песчаной толщей мощностью 149 м и во втором — глинистой мощностью 198 м.

Помимо того, палеоценовые слои (пески и глины) выделяются, по данным Ю. П. Никитиной, в северо-западной окраине Ергеней в области Доно-Сальского междуречья в Ново-Золотовской и Высловской котловинах.

Нижний эоцен. Более или менее надежное выделение нижнеэоценовых отложений из состава фораминиферовых слоев южных Ергеней стало возможным лишь в

последнее время после исследований В. Г. Морозовой и Ю. А. Сударикова (1952).

В степновском разрезе на глубине 430—422 м указанными авторами в темных глинах был установлен своеобразный комплекс фораминифер, состоящих из *Globigerina multicamerata* Balachm., *Globorotalia pseudoscitula* Glaessner и др., встречающихся обычно, по В. Г. Морозовой, в нижнеэоценовых отложениях, из рода *Gaudryina*, *Gaudryina* aff. *pseudolaevigata* Moroz. и др., указывающих на палеоценовый возраст вмещающих слоев. В связи с этим В. Г. Морозова отнесла эти отложения к палеоцен-нижнеэоценовому возрасту. Однако, по нашему мнению, не исключена возможность и непосредственного их сопоставления с нижним эоценом, тем более, что вышележащие слои, охарактеризованные *Globorotalia aragonensis* Nuttall, могут быть надежно отнесены к отложениям среднего эоцена.

В белоглинском разрезе мы сталкиваемся с иной обстановкой. На основании находок единичных *Gaudryina*, напоминающих, по мнению В. Г. Морозовой, верхнемеловые *Gaudryina laevigata* Franke, светло-зеленые глины и глауконитовые пески, залегающие в интервале 215—172 м, отнесены В. Г. Морозовой к переходным отложениям палеоцен-нижнеэоценового возраста. По мнению Д. П. Пантелеева, эти слои относятся скорее всего к нижнему эоцену; выше, по данным того же автора, на интервале 172—137 м располагаются среднеэоценовые зелено-серые, слабокарбонатные глины с карликовыми лютетскими *Nummulites* по определению С. С. Кузнецова, и еще выше — нижняя часть верхнеэоценовых зелено-серых глин, охарактеризованных до глубины 125 м многочисленными формами киевского яруса, определенными Б. П. Жижченко и И. А. Коробковым: *Pecten idoneus* Wood, *Cardita acuticostata* Lamk, *Ostrea prona* Wood, *Lucina lugeoni* Boussac и др.

Иную трактовку верхней половины этого разреза дает В. Г. Морозова, которая среднеэоценовые слои Ф. П. Пантелеева (интервал 172—137 м) относит к нижнему эоцену, а нижнюю часть верхнеэоценовых слоев того же автора

(интервал 137--100 м) сопоставляет со средним эоценом. Помимо того, горизонт с многочисленной киевской макрофауной, установленный детальными работами Ф. П. Пантелеева на глубине 125—100 м, Ю. А. Сударикова и В. Г. Морозова (1952) поднимают существенно выше, на интервал 100—83 м, не сопровождая это перемещение соответствующим разъяснением.

Выделение нижнеэоценовых отложений на интервале 172—137 м произведено В. Г. Морозовой на основании обнаружения фораминифер *Pulvinulinella granulosa* Moroz., *Globigerina pseudobulloides* Plummer, *G. triloculinoides* Plummer, *Eponides grosseperforata* Moroz. in coll., которые в западном Крыму совместно с *Globorotalia subbotinae* Moroz. (не обнаруженной на Ергенях) являются характерными, по ее мнению, для нижнего эоцена.

Выделение отложений среднего эоцена на указанном интервале 137—100 м обосновывается В. Г. Морозовой их стратиграфическим положением в кровле установлечного ею нижнего эоцена.

Нужно отметить, что, по данным Ю. А. Сударикова, вышеназванные, характерные для нижнего эоцена западного Крыма фораминиферы в белоглинском разрезе были установлены не только в тех отложениях, которые В. Г. Морозова отнесла к нижнему эоцену (интервал 172—137 м), но в равной степени, если не в большей, и в вышележащих слоях (интервал 137—100 м), отнесенных ею к среднему, а Ф. П. Пантелеевым, согласно сказанному, к верхнему эоцену.

Таким образом, эти нижнеэоценовые, по В. Г. Морозовой, фораминиферы оказались на Ергенях в слоях, охарактеризованных в нижней части карликовыми лютетскими *Nummulites* (интервал 172—137 м) и в верхней — типичным комплексом макрофауны верхнего эоцена (интервал 125—100 м).

В связи с изложенным, вплоть до окончательного решения этого вопроса, целесообразно придерживаться первоначального расчленения белоглинского разреза, предложенного Ф. П. Пантелеевым.

В центральных Ергенях отложения нижнего эоцена, так же как и отложения палеоцена, входят, по-видимому, в нерасчлененные палеоцен-эоценовые слои, вскрываемые по северной окраине их в скважинах ж.-д. ст. Котельниково (песчаная серия мощностью 149 м) и ж.-д. ст. Семичная (глинистая серия мощностью 198 м).

Помимо того, нижнеэоценовые слои, по данным Ю. П. Никитиной (1951), выделяются условно в скважинах западной зоны центральных Ергеней (в Куберлинском районе), где они представлены песчано-глинистой серией мощностью свыше 80 м, налегающей непосредственно на размытую поверхность карбона. В. Г. Морозова по своим исследованиям 1949 г. выделяет со знаком вопроса в основании куберлинского разреза отложения палеоцена, нижнего и среднего эоцена.

Средний эоцен. Отложения среднего эоцена в южных Ергенях, в противоположность отложениям палеоцена и нижнего эоцена, фаунистически хорошо охарактеризованы.

В Шарбулукской скважине, по данным Ф. П. Пантелеева (1947), на глубине 1102—1072 м располагаются зелено-серые известковистые глины с фораминиферами и, по определению Б. П. Жижченко, с *Variamussium captiosum* Korob. Последняя форма, как известно, является руководящей для среднего эоцена Северного Кавказа, где встречается в калужском горизонте фораминиферовых слоев.

По определению А. А. Кариус (1947), фораминиферы среднеэоценовых отложений Шарбулукской скважины характерны для горизонта зелено-серых глин с *Nummulites* белоглинского разреза. Последнее обстоятельство подкрепляет мнение Ф. П. Пантелеева об отнесении горизонта с *Nummulites* белоглинского разреза, залегающего на интервале 172—137 м, к отложениям среднего эоцена.

В Степновской скважине присутствие среднего эоцена (зелено-серая известковистая глина) подтверждается, по данным Ф. Ф. Голынца, присутствием *Nummulites*, принадлежащих к лютетским формам (ex gr. *irregularis*) и, по данным А. А. Кариус, фораминиферами, среди которых отмечена руководящая для этих отложений на Северном Кавказе

Globorotalia ex, gr. *velascoensis* (Cuchman) *G. aragonensis* Nuttall.

В. Г. Морозова в степновском разрезе к среднеэоценовым слоям относит темно-зеленые известковые глины с фораминиферами, среди которых ею также определены *Globorotalia aragonensis* Nuttall.

В белоглинском разрезе к отложениям среднего эоцена следует отнести, по данным Ф. П. Пантелеева, зелено-серые, слабокарбонатные глины (интервал 172—137 м) с карликовыми лютетскими *Nummulites* и с фораминиферами, характерными, по А. А. Кариус, для среднеэоценовых отложений Шарбулукской скважины с *Variamussium captiosum* Korob.

В. Г. Морозова и Ю. А. Сударикова к среднеэоценовым отложениям в белоглинском разрезе относят зелено-серые слабокарбонатные глины, залегающие в интервале 137—100 м, на что указывалось выше, при рассмотрении отложений нижнего эоцена. Нужно отметить, что нижне- и среднеэоценовые слои, а также нижнюю часть верхнеэоценовых слоев В. Г. Морозова и Ю. А. Сударикова включают в выделенную ими в стратиграфической схеме южных Ергеней сальскую свиту.

Приведенные материалы свидетельствуют о повсеместном распространении в пределах южных Ергеней среднеэоценовых зелено-серых известковистых глин с *Variamussium captiosum* Korob., карликовыми лютетскими *Nummulites* и с многочисленными фораминиферами, среди которых отмечены и *Globorotalia aragonensis* Nuttall.

По своим фациальным особенностям рассматриваемые среднеэоценовые отложения южных Ергеней являются весьма близкими одноименным отложениям Северного Кавказа, которые также представлены серо-зелеными известковистыми глинами с *Variamussium captiosum* Korob. и многочисленными фораминиферами, среди которых *Globorotalia aragonensis* Nuttall имеет руководящее значение.

Подчеркивая полную родственность „зеленых" среднеэоценовых свит южных Ергеней и северо-западного Кавказа, необходимо отметить и некоторые их различия, кото-

рые сводятся к некоторому уменьшению карбонатности и уменьшению количества фораминифер в ергенинских разрезах по сравнению с их кавказскими аналогами.

К северу от области южных Ергеней среднеэоценовые слои претерпевают существенные фациальные изменения и довольно быстро переходят в осадки северной (платформенной) фации. Вследствие этого в западной части центральных Ергеней (Куберлинская площадь, слобода Мартыновка) и в северной их зоне (ж.-д. ст. Котельниково, Семичная) описываемые отложения представлены уже песками и песчаниками обычными для бучакского яруса палеогена Русской платформы.

Эти пески и песчаники в центральных Ергенях и в их западной зоне представлены обычно мелкозернистыми фракциями. Среди них отмечаются разности чисто кварцевые, светло-серые и разности глауконитовые, иногда глинистые, окрашенные в более темные зеленоватые тона.

Верхний эоцен. Верхнеэоценовые отложения в южных Ергенях наиболее полно изучены в районе Белоглинской структуры, где разрез начинается, согласно Ф. П. Пантелееву (1947), как уже говорилось, зелено-серыми слабокарбонатными глинами, залегающими на глубине 125—100 м. Глины эти содержат многочисленные отпечатки фауны, характерной, по определению Б. П. Жижченко и И. А. Коробкова, для киевского яруса верхнего эоцена (список фауны приведен при описании нижнего эоцена).

Выше следуют темно-зеленые глауконитовые пески мощностью до 20 м, в кровле которых на интервале 80—66 м залегают мелоподобные мергели (белая свита — Ф. П. Пантелеева).

В мергелях кроме обломков *Pecten* и *Ostrea* содержится, по данным А. А. Кариус, многочисленная микрофауна, состоящая преимущественно из планктонных фораминифер *Globigerina buloides* d' Orb., *Gl. triloba* Reuss, *Globorotalia crassa* d' Orb. (переопределенная теперь как *Globorotalia crassaformis* Gall. et Wissl.), *Hantkenina alabamensis* Cushman и др. Указанный комплекс, по А. А. Герке, позволяет сопоставить белоглинские мергели со сло-

ями *Lyrolepis caucasica* Rom., что и было принято Ф. П. Пантелеевым.

Верхнефораминиферовые отложения, перекрывающие в рассматриваемом разрезе белые мергели, выделены Ф. П. Пантелеевым в солонскую свиту, которая подразделяется им на три горизонта: а — нижний карбонатный, б — средний опоковый и в — верхний карбонатный или маргинулиновый.

Нижний горизонт (мощностью до 24 м) представлен буровато-коричневыми известковистыми битуминозными глинами с тонким прослоем конгломерата в основании. В глинах много радиолярий и редкие фораминиферы.

Средний горизонт (мощностью до 100 м) представлен зелено-серыми, опоковидными глинами с большим количеством радиолярий, редкими фораминиферами и спикулами губок.

Верхний горизонт солонской свиты (маргинулиновый), мощностью до 26 м, выражен зелено-серыми глинами, переполненными фораминиферами (*Marginulina behmi* Reuss, *Uvigerina coccoaensis* Cushman, *Bulimina sculptilis* Cushman и др.).

Эти фораминиферы, по мнению определявших их А. А. Кариус, Н. Н. Субботиной и впоследствии Н. А. Хуциевой, составляют характерный комплекс зоны *Bolivina*, который на Северном Кавказе располагается в кровле фораминиферовых слоев.

В средней части этих глин встречена довольно обильная фауна: *Cardium acuticostata* Lamk., *Ostrea prona* Wood, *Lucina lugeoni* Boussac, *Garum* cf. *fischeri* Hebert и др., которая, по мнению Б. П. Жижченко (1947), определявшего ее, вполне сопоставима с фауной харьковского яруса палеогена.

В кровле маргинулиновых глин солонской свиты белоглинского разреза южных Ергеней располагается, как и на Северном Кавказе, хадумский горизонт с остракодовым мергелем.

В. Г. Морозова и Ю. А. Судариков нижнюю часть этого разреза, на интервале 125—100 м, относят к среднему эоцену, о чем говорилось выше. В то же время мелоподоб-

ные мергели и подстилающий их семиметровый горизонт глин на интервале 100—83 м они сопоставляют с верхним эоценом. При этом указанные авторы, так же как и Ф. П. Пантелеев, мелоподобные мергели выделяют в самостоятельную свиту, присваивая ей взамен „белой" новое название „керестинская", что следует признать целесообразным во избежание путаницы с белой свитой Северного Кавказа. Вместе с тем по наличию в мелоподобных мергелях *Hantkenina alabamensis* Cushman, *Globorotalia crassaformis* Gall. et Wissl. и др. В. Г. Морозова параллелизует эти мергели не с кумским горизонтом Северного Кавказа, как это делают А. А. Герке и Ф. П. Пантелеев, а с верхами хадыженского, т. е. с верхами зоны *Globoratalia crassaformis* Gall. et Wissl. (зона акаринин, согласно последним данным Н. П. Субботиной, 1954). В то же время зеленобурые битуминозные, карбонатные глины (с большим количеством радиолярий и редкими фораминиферами) нижнего горизонта солонской свиты рассматриваются ею как вероятный платформенный аналог горизонта с *Lyrolepis caucasica* Rom.

Подобная точка зрения получает обоснование при сопоставлении южноергенинского разреза с западным Крымом, где горизонт с *Huntkenina alabamensis* Nuttall и *Globorotalia crassaformis* Gall. et Wissl. залегает в основании слоев с *Lyrolepis caucasica* Rom.

В то же время в разрезах Северного Кавказа, с которыми следует сопоставлять данный разрез южных Ергеней, горизонт с *Lyrolepis caucasica* Rom. характеризуется комплексом фораминифер, в котором, помимо *Globigerina bulloides* d'Orb., G. *inflata* d'Orb., *Globigerinella micra* (Cole) и др., присутствует также и *Globorotalia crassoformis* Gall. et .Wissl. и *Hantkenina alabamensis* Cushman. Этот комплекс является весьма близким к вышеприведенному списку фораминифер, установленных А. А. Кариус в мелоподобных мергелях. В связи с изложенным мы считаем преждевременным изменять имеющееся сопоставление мелоподобных мергелей белоглинского разреза южных Ергеней с горизонтом *Lyrolepis caucasica* Rom. Северного Кавказа.

В Шарбулукской скважине верхнеэоценовые отложения, согласно Ф. П. Пантелееву, располагаются на глубине 1072—1014 м.

На глубине 1072—1035 м разрез представлен оливково-зелеными известковистыми глинами с массой фораминифер, свойственных в общем (по А. А. Кариус) горизонту мелоподобных мергелей белоглинского разреза, но в то же время без целого ряда форм, характерных для него. В частности отсутствует *Hantkenina alabamensis* Cushman и др.

Выше на глубине 1035—1014 м залегают буровато-светло-коричневые битуминозные мергели с рыбьей чешуей, типичные для горизонта с *Lyrolepis caucasica* Rom.

Из фораминифер Н. Н. Субботина определила здесь *Globigerina buloides* d' Orb., *Globigerinella micra* (Cole) и др.

Обнаруженная ассоциация форм по ее мнению приурочивается „в громадном большинстве случаев к зоне планктонных фораминифер (свита *Lyrolepis caucasica* Rom.), с которой и должна параллелизоваться".

Вышележащие отложения солонской свиты верхнего эоцена в разрезе Шарбулукской скважины оказываются срезанными хадумской трансгрессией.

В скважинах Степновского района В. Г. Морозова к отложениям верхнего эоцена относит пачку белых пиритизированных мергелей, располагающихся на глубине порядка 250—305 м. В мергелях В. Г. Морозовой установлен своеобразный комплекс фораминифер *Ammodiscus incertus* d'Orb., *Clavulina* ex gr. *cylindrica* Nuttall, *Cyclammina* ex gr. *placenta* Reuss, *Marginulina* ex gr. *setosa* Hantken и др., несомненно свидетельствующий, по ее мнению, о верхнеэоценовом возрасте вмещающих слоев. Указанное обстоятельство позволяет В. Г. Морозовой белые мергели степновских скважин сопоставить с керестинской свитой или низами солонской свиты, из которых первая параллелизуется ею, согласно сказанному, с верхами хадыженского горизонта и вторая с горизонтом *Lyrolepis caucasica* Rom.

Вышележащие отложения верхнего эоцена в Степновском районе, так же как и в Шарбулукском, уничтожены предхадумским размывом.

В отношении маргинулинового горизонта солонской свиты В. Г. Морозова подтверждает принадлежность заключенной в этом горизонте фауны фораминифер к зоне *Bolivina* Северного Кавказа, которая сопоставляется теперь, после работ И. А. Коробкова и Б. П. Жижченко, с верхами эоцена. Ф. П. Пантелеев зону *Bolivina*, в соответствии с общепринятым в период его исследований (1940) мнением, параллелизовал с нижним олигоценом.

В то же время опоковидные отложения солонской свиты в целом (с *Radiolaria*, спикулами губок, песчанистыми фораминиферами и харьковской микрофауной в кровле) Ф. П. Пантелеев сопоставлял с харьковским ярусом Русской платформы.

Сопоставление солонской свиты южных Ергеней с харьковским ярусом платформы получило в дальнейшем, по нашему мнению, полное подтверждение в куберлинском, цимлянском и семикаракорском разрезах центральных Ергеней и Доно-Сальского водораздела, которые были изучены Ю. П. Никитиной, В. Г. Морозовой, М. М. Беляевой и К. Н. Негодаевым-Никоновым.

В этих разрезах верхняя часть фораминиферовых отложений южных Ергеней (солонская свита) переходит уже в почти типичную фацию харьковского яруса (серо-зеленые глауконитовые песчанистые глины и глинистые пески с кремневыми организмами).

Как и в южных Ергенях, эти отложения, располагающиеся здесь на верхнеэоценовых мелоподобных мергелях, характеризуются в верхних своих частях наличием аналогов зоны *Bolivina* Северного Кавказа с *Marginulina behmi* Reuss и др и перекрываются хадумскими слоями. Последние содержат типичные для этого горизонта остракоды *Cyteridea mülleri* Münster, *Paracypris oligocenica* Zalayi и др. (в Семикаракорском районе хадум размыт).

Забегая несколько вперед, отметим, что в Ростовской скважине, изученной Ю. П. Никитиной, среди харьковских

отложений, представленных серовато-зелеными глинистыми и песчано-глинистыми глауконитовыми породами со спикулами, мы видим ту же, как и на Северном Кавказе, зону *Bolivina* в основании разреза, которая выше перекрывается хадумскими слоями. В хадуме отмечены *Planorbella* и типичные для этого горизонта остракоды, определенные М. И. Мандельштаммом *Pterygocythereis impolita* Mandelstam, *Cytheridea* ex gr. *mülleri* Münster и др. Здесь же отмечено значительное количество фораминифер из нижележащей зоны *Bolivina*. Последнее обстоятельство для хадумских отложений отмечается Н. Н. Субботиной и для некоторых других разрезов, в связи с чем оно не может приниматься за основание для отнесения всего ростовского разреза харьковских отложений к хадуму, как это делает Ю. П. Никитина.

В разобранных примерах мы видим как в области южных и центральных Ергеней верхняя часть фораминиферовых отложений и хадумских слоев путем фациальных изменений переходят в отложения харьковского яруса платформы.

Приведенные материалы свидетельствуют, по нашему мнению, о том, что комплексу харьковских отложений соответствуют на Ергенях и на Северном Кавказе верхняя часть фораминиферовых отложений с зоной *Bolivina*, хадумские слои и может быть и еще более высокие горизонты майкопа.

Отметим, что в своей последней работе (1954) И. А. Коробков указывает на возможность принадлежности части харьковской свиты к верхнему эоцену.

Олигоцен — средний миоцен (майкопские слои). Темноцветные майкопские глины слагают высокоприподнятый над окружающими депрессиями цоколь Ергенинской возвышенности. Они имеют здесь повсеместное распространение, вскрываются в многочисленных скважинах и широко обнажаются на дневной поверхности в балках восточного и южного склонов плато.

Согласно Ф. П. Пантелееву, толща этих глин в южных Ергенях подразделяется следующим образом (снизу вверх): 1 — хадумские слои; 2 — нижний майкоп (листовая свита,

глинистая); 3 — средний майкоп (нугринская свита, глинисто-песчаная); 4 — верхний майкоп (арадыкская свита, глинисто-сидеритовая и цаганхакская свита, глинисто-песчаная).

В литологическом отношении рассматриваемые отложения в южных и центральных Ергенях, как и на Кавказе, представлены весьма характерными, сланцеватыми, неизвестковистыми глинами темных окрасок с пиритом и сферосидеритами. Среди них, в средней и верхней частях разреза, встречаются прослои и пачки песков, мощностью до 3—10 м. В основании толщи и хадумских слоях белоглинского, куберлинского и цимлянского разрезов установлены типичные остракоды *Cytheridea mülleri* Münster, *Paracypris oligocenica* Zalanyi и др., приуроченные в первых двух случаях к характерному остракодовому мергелю, заключенному среди майкоповидных глин. В цимлянском разрезе по левобережью Дона (скважина Гидропроекта № 26) названные остракоды приурочены к алевритовым глинам, чем намечается переход хадума в фацию отложений харьковского яруса, которые широко распространены по правобережью Дона.

Вышележащие горизонты майкопских слоев бедны остатками органической жизни, что ставится в связь с сероводородным заражением бассейна.

На выходах майкопские глины приобретают коричневатую окраску, обогащаясь за счет окисления пирита, кристаллами гипса, мучнистыми скоплениями ярко-желтого ярозита, и распадаются на мелкие обломки, образуя подвижные осыпи.

На неровно размытой поверхности майкопских глин с большим стратиграфическим перерывом располагаются обычно верхнеплиоценовые, косослоистые пески ергенинской свиты. И лишь в окраинных зонах Высокой степи, вдоль манычского склона и в западной ее зоне (к западу от ж.-д. ст. Зимовники), майкопские глины перекрываются нормально пластующимися отложениями среднего миоцена. Мощность майкопских слоев в пределах южных Ергеней достигает значительной величины (порядка 1000 м) и убывает в северном направлении.

Вдоль восточного склона плато установлены отложения онкофорового горизонта (проблематический неоген С. Т. Короткова).

Интересный разрез этих отложений, характеризующий взаимоотношение их с майкопскими глинами, записан Г. Н. Родзянко (1947) в балки Кегульта; здесь, в левом подмыве среднего течения балки отмечен следующий разрез (сверху вниз):

1. Делювиальные суглинки. Мощность 0,5—1,5 м.
2. Плотная сланцеватая глина темно-коричневого (шоколадного) цвета, содержащая большое количество ярозита. Мощность 1,8 м.
3. Слоистые темно-серые песчанистые глины, содержащие прослои песка. Мощность 0,75 м.
4. Глинисто-песчаная тонкослоистая серия. Мощность 0,65 м.
5. Разнозернистые косослоистые пески светло-серого цвета. Мощность 1,54 м.
6. Разнозернистые (главным образом средне- и крупнозернистые) косослоистые пески ржавой окраски. Мощность 1,7 м.

Подошва приведенного разреза опущена на 3 м ниже днища балки (вскрыта шурфом); в то же время в 150 м вверх по балке вдоль этого же склона можно видеть как среднемайкопские глины приподнимаются до высоты 4 м над уровнем тальвега и перекрываются в полукилометре в том же направлении ергенинскими песками. Описанные взаимоотношения свидетельствуют о том, что онкофоровые слои прислоняются к массиву майкопских глин, выполняя формы размыва последних. Для отдельных пунктов (балки Авата), по данным В. М. Каклюгиной, устанавливается ингрессия онкофоровых слоев в глубь Ергеней.

В последнее время отложения описываемого горизонта отмечаются также и на западном склоне плато.

Приведенная схема расчленения майкопских слоев Ф. П. Пантелеева получила подтверждение в последующих работах, в том числе и в работах Ю. А. Сударикова и В. Г. Морозовой, которые особенно детально на большой

площади проследили отложения хадума, подразделив его на две части (ремонтненские и орловские слои).

В возрастном отношении хадум, нижне- и среднемайкопские слои сопоставляются с нижним, средним и верхним олигоценом, а верхний майкоп и онкофоровый горизонт—с нижним миоценом и низами среднего миоцена.

Заканчивая описание майкопских слоев, необходимо отметить удивительное постоянство фаций олигоцен-миоценового бассейна, распространившего свои темные глины на огромные пространства юго-востока СССР.

Палеоген Азово-Кубанской впадины, согласно сказанному, получил освещение лишь в недавнее время. В первой сводке по этому вопросу (1952), относящейся к 1951—1952 гг., Г. Н. Родзянко на основании материалов Л. Н. Кулис по фауне фораминифер и данных Б. П. Жижченко по фауне моллюсков, среди рассматриваемых отложений, здесь выделял: палеоцен, нижний эоцен под вопросом, средний эоцен, верхний эоцен с зоной *Bolivina* и майкопские слои с хадумом в основании. В этот же период времени, независимо от вышеуказанной группы исследователей, те же подразделения среди рассматриваемых отложений северного крыла Азово-Кубанской впадины выделяются В. Г. Морозовой в ее стратиграфической схеме по Ейскому району и В. А. Лызловой по Ейско-Каяловскому району.

Палеоцен. Отложения палеоценового возраста выделяются в Азово-Кубанской впадине в ряде буровых скважин, которые расположены в центральной ее части (станица Выселки), восточной (станица Песчанокопская) и северной (скважины Ново-Минская, Каяловская, Ейская, Порт-Катоновская, Маргаритовская). В периферической зоне южного крыла впадины, вдоль третичных предгорий северо-западного Кавказа палеоценовые слои (эльбурган и горячий ключ) прослеживаются на дневной поверхности, откуда они и погружаются в северном, в общем, направлении — в глубины впадины. Наличие палеоценовых слоев в периферической зоне северного крыла впадины (Ростов) сомнительно.

Эти слои в Выселковской скважине входят, по-видимому, в состав нерасчлененной толщи палеогена мощностью

в 900 м., которая представлена глинами и в нижней половине песчаниками и алевритами и располагается на интервале 2023—1123 м.

В скважинах станиц Песчанокопской и Ново-Минской песчаники, чередующиеся с глинами, сопоставленные с отложениями свиты горячего ключа, располагаются соответственно на интервалах 1959—1425 и 1410—1225 м.

И, наконец, в Ейско-Каяловской группе скважин рассматриваемые отложения входят в нерасчлененные слои дат-палеоценового возраста мощностью 10—115 м, представленные известняками, песчаниками и глинами.

Отложения эоцена имеют в Азово-Кубанской впадине повсеместное распространение, вскрываясь в разрезах буровых скважин и обнажаясь на дневной поверхности вдоль южного крыла впадины в третичных предгорьях северо-западного Кавказа и вдоль южного обрамления открытого Донбасса.

Особенно хорошо прослежены осадки среднего и верхнего эоцена, в то время как отложения нижнего подотдела эоцена остаются еще окончательно не выделенными, главным образом в силу недостаточной их изученности.

В северной части впадины в разрезе Ейской скважины к нижнеэоценовым слоям условно, по стратиграфическому положению, может быть отнесена глинистая толща, залегающая на интервале 995—958 м между отложениями дат-палеоценового и среднеэоценового возрастов. В более южных районах Азово-Кубанской впадины эти отложения могут предполагаться в нижних горизонтах фораминиферовой свиты.

Средний эоцен. К отложениям среднего эоцена в Азово-Кубанской впадине, в центральных ее частях, должны быть отнесены, по предварительной разбивке разреза Тимошевской скважины, калужский горизонт и низы хадыженского, представленные песчаниками и зеленоватыми глинами, залегающими в интервале 2480—2336 м.

В зоне восточного крыла впадины (станица Песчанокопская) и северного (станица Старо-Минская) отложения среднего эоцена входят, очевидно, в нерасчлененную толщу фораминиферовых слоев, которые залегают соответственно на глу-

бинах 1425—776 и 1235—395 м и представлены глинами, песками и песчаниками. Помимо того, по северному крылу впадины средиеэоценовые отложения установлены в скважинах станицы Ясенской и в скважинах Ейско-Каяловского района. В скважинах станицы Ясенской к среднему эоцену отнесена 90-метровая пачка глин и песчаников, залегающая на глубине 1169 м.

В Ейско-Каяловском районе к среднему эоцену Г. Н. Родзянко относит „горизонт единичных фораминифер и радиолярий", представленный темно-зелеными глинами с прослоями песков, выделенный Б. Н. Кулис во всех скважинах этой зоны (Ейск, Порт-Катон, Маргаритовка, Каял), и отнесенный ею к среднему или верхнему эоцену, исходя из наличия в нем следующих форм — *Cristellaria fragaria* Gumbl., *Bolivina* ex gr. *arta* Macfadyen, *Bifarina millepunctata* Tutkov., *Cibicides* ex gr. *ungerianus* d'Orb., *Uvigerina asperula* Czyzek, *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerinella micra* (Cole), *Globorotalia crassaformis* G. et W., *Cibicides* ex. gr *perlucidus* Nuttall.

Б. П. Жижченко в рассматриваемом горизонте (Маргаритовская скважина) определил *Surcula* cf. *polycesta* Bayan, *Psammobia laevis* Nyst. и др., что и позволило ему отнести эти слои к нижнему или среднему эоцену.

Верхний эоцен. Отложения верхнего эоцена имеют в Азово-Кубанской впадине повсеместное распространение.

В центральных районах впадины, в разрезе Тимошевской скважины, на интервале 2326—2143 м залегают типичные бурые мергели (с чешуей рыб, песчаниками и глинами), относящиеся к кумскому горизонту фораминиферовых слоев Северного Кавказа. Выше их, на интервале 2143—2074 м, располагаются зеленовато-серые глины белоглинского горизонта тех же слоев.

В зоне северного крыла Азово-Кубанской впадины распространены известковистые глины, охарактеризованные по разрезам скважин в Ейске, Маргаритовке и Порт-Катоне типичным, по определению Л. К. Кулис, верхнеэоценовым комплексом фораминифер *Spiroplectammina carinata* d'Orb.,

Clavulina ex gr. *cyclostomata* G. et M., *Cristellaria fragaria* Gumbl., *Cristellaria dimrpha* Tutkov. и др.

В маргаритовском разрезе мергелистые глины подстилаются песками, в верхней части переходят в мелоподобные мергели и в районе станицы Ясенской замещаются песчанистыми глинами и глинистыми песками. Мощность рассматриваемых отложений изменяется от 57 м (станица Ясенская) до 126 м (сел. Маргаритовка). В пределах Каяловского поднятия, расположенного к югу от Ростова, верхнеэоценовые слои отсутствуют.

В области восточного крыла впадины породы верхнеэоценового возраста (главным образом глины) входят в состав нерасчлененной серии фораминиферовых слоев мощностью в 629 м, которая залегает на глубине 776 м.

В кровле описываемых отложений располагается горизонт зоны *Bolivina*, распространившийся от предгорий северо-западного Кавказа далеко к северу. Представлен он обычно темно-зелеными известковистыми глинами мощностью до 150 м, с прослоями песков или песчаников и характеризуется своеобразным комплексом фораминифер (*Marginulina behmi* Reuss, *Clavulina szaboi* Hantken и др.), установленным Л. Н. Кулис (Ейск, Порт-Катон), З. Я. Антоновой (Ново-Минская) и В. Г. Морозовой (Ейск).

Установление зоны *Bolivina* в северных районах Азово-Кубанской впадины имеет важнейшее значение для стратиграфического расчленения палеогена юго-восточной окраины Русской платформы.

Олигоцен — средний миоцен (майкопские слои). Горизонт зоны *Bolivina* в Азово-Кубанской впадине, как на Северном Кавказе и на Ергенях, перекрывается толщей майкопских слоев. В центральной части впадины в разрезе Тимошевской скважины эти слои (мощностью в 703 м) залегают на интервале 2074—1371 м. Они представлены здесь (снизу вверх): глинами темно-серыми до черных с прослоями сидеритово-доломитизированных мергелей (мощность 303 м), глинами с отдельными гнездами тонкозернистого песка (40 м), глинами песчанистыми (60 м) и глинами

темно-серыми (до черных) с редкими тонкими прослоями глауконитовых песков и песчаников (294 м).

В восточной части структуры майкопские слои, в разрезе Песчанокопской скважины, мощностью в 376 м выражены глинами с редкими прослоями песчаников и с горизонтом опок в основании.

В области северного крыла впадины в майкопских слоях заметное развитие получают зеленые глауконитовые пески и песчаники, которые слагают здесь до 30% мощности разреза.

В скважине станицы Ново-Минской, по данным З. И. Антоновой, Б. П. Жижченко и Н. Н. Порошина, описываемые отложения с мощностью в 356 м, залегающие на интервале 994—638 м, представлены (снизу вверх): глинами темно-серыми, чередующимися с тонкими прослоями кварцево-глауконитового песчаника (мощностью 160 м), кварцево-глауконитовыми песчаниками с прослоями глин (40 м) и глинами серыми и коричневыми с прослоями также песчаников (156 м). Глины майкопских слоев ново-минского разреза некарбонатны и обогащены пиритом.

В Ейской скважине, по данным Л. Н. Кулис и Г. Н. Родзянко (1952), отложения хадума, нижнего майкопа, среднего и верхнего, общей мощностью в 240 м залегают на глубине 658—418 м. В литологическом отношении эти отложения представлены (снизу вверх): глинами синевато-зелеными (мощностью 36 м), глинами зеленовато-серыми с 18-метровым горизонтом песков в средней части (76 м), песками тонкозернистыми, глауконитовыми с тонкими прослоями глин (67 м) и глинами серо-зелеными с прослоями песков (59 м).

Аналогичные разрезы майкопских отложений установлены в скважине Порт-Катона и в других пунктах северного крыла Азово-Кубанской впадины.

При сопоставлении этих разрезов с одноименными отложениями северо-западного Кавказа выявляются существенные фациальные изменения, связанные с все возрастающим явлением платформенных условий по мере движения на север.

Прежде всего это сказывается в потере битуминозности и исчезновении сферосидеритов, при одновременном обогащении песчаной составляющей и глауконитом. Помимо того, необходимо указать на важные различия в мощностях, которые на западном Кавказе и в Ергенях для хадума, нижнего майкопа, среднего и верхнего достигают величин порядка 1000 м, а то время как в северной части Азово-Кубанской впадины эти величины для тех же подразделений не превосходят 300—400 м.

Миоцен. К отложениям миоценового возраста относятся, как известно, осадки верхнего майкопа, тортонского яруса, сарматского и мэотического*.

Об отложениях верхнего майкопа уже говорилось. Ниже переходим к описанию тортонского, сарматского и мэотического ярусов среднего и верхнего миоцена.

Средний миоцен (тортонский ярус). В области Азово-Кубанской впадины среднемиоценовые отложения, подразделяющиеся на тарханский, чокракский, караганский и конкский горизонты, имеют повсеместное распространение.

В наиболее погруженной зоне впадины, вытянутой вдоль Кубани, среднемиоценовые слои опущены, судя по данным Шенджийской скважины, расположенной несколько южнее Краснодара, на глубины свыше 2224 м. Отсюда происходит постепенный подъем этих слоев как к югу (более крутой), так и к северу (более пологий), вследствие чего они и выходят на дневную поверхность вдоль третичных предгорий северо-западного Кавказа и по правобережью Дона.

В пределах основной части плато Ергеней среднемиоценовые слои отсутствуют. Они прослеживаются лишь в окраинной зоне их западного склона в области Сало-Манычского водораздела (к западу от ж.-д. ст. Двойной) и в Приманычской моноклинальной полосе южного склона плато, где эти породы образуют так называемую миоценовую гряду. Таким образом, среднемиоценовые отложения тортонского яруса в границах рассматриваемой площади имеют

---

* Многие исследователи относят мэотис к нижнему плиоцену. К. П.

развитие в Азово-Кубанской впадине и, распространяясь к востоку, охватывают полукольцом с юга и запада возвышенный массив южных и центральных Ергеней.

Тарханский горизонт развит только в южной зоне Азово-Кубанской впадины, прилежащей к Кавказу. На всей остальной части описываемой территории отложения тарханского горизонта не установлены, что обусловлено, вероятно, размывом последующих трансгрессий.

Чокракский горизонт распространен в пределах описываемой территории значительно шире. Прослеживается он в Азово-Кубанской впадине от полосы третичных предгорий почти до линии Ейск-Сальск. Выделяется в скважинах Тимошевской, Песчанокопской, Ясенской, Ново-Минской (?), причем повсюду выражен относительно глубоководной фацией. В разрезах указанных скважин преобладают глины с прослоями мергелей и пескоз; мощность 25—100 м.

В Приманычской моноклинали южного склона Ергеней, в их западной окраинной зоне и в северной полосе Азово-Кубанской впадины, отложения чокракского горизонта не обнаружены.

Караганский горизонт. Отложения караганского горизонта пользуются в данной области еще более широким развитием; они распространены по всей территории Азово-Кубанской впадины, в Приманычской моноклинали южного склона Ергеней и в их западной окраинной части. Они вскрываются в целом ряде скважин (Тимошевская, Песчанокопская, Ясенская, Ново-Минская, Ейск, Маргаритовка, Верблюд, Сальск, Ельмут) и обнажаются на дневной поверхности в предгорьях северо-западного Кавказа и вдоль миоценовой гряды манычского склона плато Ергеней.

Представлены отложения караганского горизонта мелководными и относительно глубоководными фациями. Первые выражены песками, иногда косослоистыми, чередующимися с глинами и мергелями, и развиты в приманычской полосе южного склона Ергенинской возвышенности с мощностью порядка 50 м.

Чередование песков и глин отмечается в караганских отложениях в районе ж.-д. ст. Верблюд и гор. Сальск. На

остальной части Азово-Кубанской впадины преобладают глины с прослоями мергелей, песков и известняков.

Конкский горизонт обычно отмечается в тех же разрезах, где установлены отложения караганского возраста. Однако конкские слои имеют более широкое распространение и переходят на правый берег Дона, где они отмечаются на дневной поверхности у Новочеркасска и далее к западу, по данным В. Н. Зубцовского и Е. Н. Водяницкой, по рр. Тузлову и Миусу.

В разрезе Новочеркасска конкские слои представлены белыми песками мощностью в 5—6 м, среди которых В. В. Богачевым обнаружены фолады *Pholas hommairei* d' Orb. и др.

В Приманычской моноклинали южного склона Ергеней конкские слои, так же как караганские, выходят на дневную поверхность и слагаются чередованием песков, мергелей и глин совокупной мощностью 20—85 м.

Пески и глины в разрезе конкских отложений отмечаются в скважинах ж.-д. ст. Верблюд и гор. Сальска.

В остальных пунктах описываемой территории отложения конкского горизонта выражены преимущественно темными глинами с прослоями песков. Мощность до 70 м. Так, например, в Тимошевской скважине эти слои, залегающие на интервале 1240—1207 м, представлены темно-серыми, почти черными глинами. В скважине станицы Ново-Минской на интервале 627—601 м располагаются темно-коричневые и зеленовато-серые песчанистые глины конкского горизонта с *Pholas bogatschevi* Dav., по определению Б. П. Жижченко.

Верхний миоцен. Отложения верхнего миоцена в составе сарматского и мэотического ярусов, говоря о них в целом, характеризуются в общем тем же планом своего распространения в описываемой области, который был характерен для отложений тортонского яруса. Они распространены в Азово-Кубанской впадине и отсутствуют на основной части территории плато Ергеней. Вместе с тем в распространении пород сармата и мэотиса отмечается целый ряд весьма существенных своеобразных черт.

В сарматский век, в силу разрастания альпийских депрессий, в опускание были вовлечены новые зоны. Вследствие этого сарматские слои по сравнению с тортонскими распространились далее к северу по правобережью Дона и далее к востоку в области Сало-Манычского водораздела, охватив западную зону центральных Ергеней до меридиана ж.-д. ст. Зимовники.

В мэотический век на описываемой площади получают развитие процессы воздымания, в связи с чем полностью осушается полоса Приманычской моноклинали южного склона Ергеней и западная зона центральных Ергеней в области Сало-Манычского водораздела, а также происходит значительное сокращение мэотического бассейна по правобережью Дона.

Отложения сарматского яруса, представленные всеми тремя своими подразделениями, широко распространены по правобережью Дона. Отсюда они погружаются в южные пределы Азово-Кубанской впадины, где опускаются в наиболее прогнутой Прикубанской ее зоне до глубины 2224 м (по данным Шенджийской скважины) и с обратными падениями снова выходят на поверхность в предгорьях Кавказа. Помимо того, сарматские слои широко обнажены в западной зоне центральных Ергеней (где они участвуют в строении широкого Каменнобалковского купола) и вдоль Приманычской моноклинали южного склона плато.

Нижний сармат. В Приманычской моноклинали южного склона плато Ергеней отложения нижнего сармата мощностью в 29 м, по данным Ф. П. Пантелеева, в разрезах кургана Шарат-Толга представлены чередованием песков, песчаников и глин, в кровле которых располагается плита известняка-ракушечника с *Cardium nigrum* Zhizh, *C. sarmaticum* Barb., *Ervilia dissita* Eichw. и др.

В южном направлении от кургана Шарат-Толга, в области Манычской синклинали, охарактеризованные прибрежные осадки нижнего сармата переходят в более глубоководные отложения мощностью в 50—60 м, представленные темными глинами с прослоями песков, мергелей и детритуса.

В западной зоне центральных Ергеней, в области Каменнобалковского поднятия нижнесарматские слои, по данным Г. Н. Родзянко (1941), в разрезах балки Каменной (у ж.-д. ст. Двойной) представлены зелено-серыми и черными сланцеватыми глинами видимой мощностью в 11,2 м с прослоями песков и характерными для этого горизонта *Mactra eichwaldi* Lask. и *Syndesmya reflexa* Eichw. В периферической зоне северного крыла Азово-Кубанской впадины, по правобережью Дона, в районе Ростова, нижне-сарматские слои, по данным В. М. Зеленского, М. М. Петрова (1941) и др., представлены темно-серыми и черными глинами, которые в верхней своей части местами по простиранию замещаются мелкими глинистыми песками.

В глинах обнаружены *Tapes vitalianus* d' Orb., *Ervilia dissita* Eichw. и др.

Далее к югу, в пределах основной части территории Азово-Кубанской впадины, нижнесарматские слои прослеживаются в разрезах ряда буровых скважин. В скважинах сел. Маргаритовки и ж.-д. ст. Каял отложения нижнего и среднего сармата выражены глинами мощностью в 90 м с горизонтом известняков в кровле разреза в первой скважине и песчаниками с прослоями песков, мергелей и известняков общей мощностью в 50 м во второй скважине. В скважине станицы Ново-Минской описываемые отложения, располагающиеся на интервале 601—561 м, выражены темно-серыми глинами, содержащими большое количество тонкостенных пелеципод, среди которых Б. П. Жижченко, Р. Г. Давидьян и Н. Н. Порошиным определены *Cardium suessi* Barb., *Ervilia dissita* Eichw. и др. В скважинах станиц Песчанокопской и Ясенской рассматриваемые слои входят, вероятно, в состав перечисленных сарматских отложений, которые в первой скважине представлены песками, глинами и песчаниками общей мощностью в 58 м, а во второй — глинами мощностью в 204 м с редкими прослоями песков и прослоем глинистых известняков.

Средний сармат. Отложения среднего сармата в миоценовой гряде южного склона Ергеней, по данным Ф. П.

Пантелеева (1947), выражены палевыми известняками и темо-серыми глинами общей мощностью в 10 м.

В западной зоне центральных Ергеней, в области Каменнобалковского поднятия и по правобережью Дона среднесарматские слои представлены повсюду характерными ноздреватыми, раковинными известняками мощностью до 10 м с *Cardium fittoni* d' Orb. и крупными *Mactra*. В основании известняков располагаются пески и глины, мощность которых подвержена значительным колебаниям и не превосходит обычно 14—25 м.

Восточная граница среднесарматских известняков в западной части центральных Ергеней проводилась обычно, по данным В. В. Богачева, по меридиану ж.-д. ст. Двойной. В последнее время эта граница исследованиями Г. Н. Родзянко и М. М. Когана (1952) отодвинута значительно восточнее, до района ж.-д. ст. Зимовники, где в разрезах скважин были обнаружены известняки с типичной среднесарматской фауной.

В Азово-Кубанской впадине среднесарматские слои вскрыты в ряде буровых скважин. В Каяловской и Маргаритовской скважинах они выражены соответственно песчаниками с прослоями песков, глин и известняков и глинами с горизонтом известняка в кровле разреза.

Южнее (Ново-Минская, Тимошевская, Выселки) распространены главным образом глинистые отложения (мощностью до 70 м) с прослоями мергелей и мелких песков.

В Шенджийской скважине, расположенной к югу от Краснодара, в наиболее прогнутой зоне Азово-Кубанской впадины, в отложениях среднего сармата на глубине 1982—1978 м обнаружены *Cryptomactra pes-anseris* Andrus. Отметим, что непройденная мощность нерасчлененных сарматских отложений, залегающих в этой скважине на интервале 2224—1800 м, определяется в 424 м.

Верхний сармат. Отложения верхнего сармата в Приманычской моноклинали южного склона Ергеней наиболее полно представлены в районе кургана Зунда-Толга, где они представлены, по данным Ф. Ф. Голынца (1932), известняками ракушечниками мощностью 8 м, с *Mactra caspia*

Eichw. и песками, глинами, песчаниками общей мощностью в 34 м, залегающими в основании разреза.

Наличие россыпей валунов верхнесарматских известняков на майкопских глинах в верхней части южного склона Ергеней и на поверхности плато говорит, по мнению Ф. П. Пантелеева, о былом, более широком распространении верхнесарматских отложений на юго-востоке Ергеней.

В западной зоне центральных Ергеней и по правобережью Дона верхнесарматские слои, по данным Е. Г. Чувилева, П. Л. Гончарова, Е. Н. Водяницкой и др., представлены обычно светлыми известняками мощностью до 10 м с прослоями мергелей и песков и однообразными *Mactra caspia* Eichw. и *M. crassicollis* Sinz.

В Азово-Кубанской впадине в скважине станицы Тимошевской верхнесарматские слои выражены темно-серыми глинами с прослоями песка и *Macstra caspia* Eichw. Мощность этих отложений достигает 181 м.

В скважине станицы Ново-Минской верхнесарматские отложения, залегающие на интервале 525—497 м, представлены темно-серыми глинами с прослоями песчаника и рыхлого известняка. В верхней части глин Б. П. Жижченко определены *Mactra* ex. gr. *caspia* Eichw. и *M.* cf. *luxata* Zhizh.

Мэотический ярус. Отложения мэотиса пользуются в описываемом районе значительно меньшим распространением, нежели только что рассмотренные породы сармата. Они отсутствуют на Ергенях, в том числе в их западной зоне в области Каменнобалковского поднятия и вдоль долины Манычей.

На правобережье Дона отложения мэотического яруса, по данным Н. М. Петрова, А. П. Кичапова и др., мощностью до 10—25 м, сложены обычно в нижней части разреза чередованием глин, мергелей и песков и в верхней — известковистыми песчаниками и известняками-ракушечниками с *Congeria novorossica* Barb. и *Syndesmia tellinoides* Sinz.

По левобережью Дона ракушечные известняки и известковистые песчаники мэотиса с *Congeria novorossica* Barb., по определению А. П. Кичапова, были установлены

Г. Н. Родзянко (1943) на дневной поверхности вблизи Батайска.

Несколько к югу, в районе ж.-д. ст. Каял, мэотические отложения размыты и плиоценовые отложения надпонтической серии залегают непосредственно на среднем сармате.

На остальной части территории Азово-Кубанской впадины мэотические отложения представлены большей частью толщей песчано-глинистых осадков. В Маргаритовской скважине это глины мощностью в 15 м, в Ясенской—разнозернистые пески с редкими прослоями песчаников и глин мощность 84 м, в скважине станицы Ново-Минской — песчаники и пески с подчиненными прослоями глин мощностью до 150 м. В Песчанокопской скважине к мэотису отнесена пачка переслаивающихся глин и песков мощностью в 31 м и в Тимошевской—песчано-глинистая серия мощностью в 136 м.

Плиоцен. Описываемая территория представляет собою область самого широкого распространения отложений плиоценового возраста, которые представлены здесь разнообразными осадками как морских, так и континентальных фаций.

Понтический ярус. В понтический век описываемая территория испытывает новое погружение и площадь распространения осадков этого бассейна значительно расширяется. По правобережью Дона отложения понтического яруса, обнажающиеся на дневной поверхности, залегают трансгрессивно на всех подлежащих осадках, включая карбоновые, продвигаясь далеко на север. В южном направлении они погружаются, почти повсеместно вскрываются буровыми скважинами в Азово-Кубанской впадине и снова выходят с обратными падениями по ее южному крылу в третичных предгорьях северо-западного Кавказа.

На большей части плато Ергеней понтические отложения отсутствуют; однако они захватывают их окраинную западную зону на Сало-Манычском водоразделе до меридиана ж.-д. ст. Двойной и продвигаются далеко на восток вдоль долины Манычей, в основании южного склона плато, где обнажаются в ряде выходов на дневной поверхности.

В периферической зоне северного крыла Азово-Кубанской впадины, по правобережью Дона, понтические отложе-

ния (мощностью до 2—15 м) выражены, по данным П. М. Петрова, В. Н. Зубцовского, Е. И. Водяницкой и др., буроватыми и красновато-бурыми, ноздреватыми ракушечными известняками (иногда с прослоями песков), в основании которых располагаются обычно пески и базальные конгломераты мощностью порядка 0,1—1 м.

В известняках обильная фауна -- *Monodacna pseudocatillus* Barb., *Prosodacna littoralis* Eichw. и др., свидетельствующая о принадлежности этих слоев к нижнему подъярусу понта.

По левобережью, в придонской полосе в районе станций Каяла и Маргаритовки понтические отложения размыты. Далее к югу на остальной обширной части Азово-Кубанской впадины они представлены глинами и песками общей мощностью, изменяющейся до 50—105 м на севере (Ново-Минская, Ясенская), до 500—600 м на юге (Шенджий, Анастасиевка).

Следует отметить, что в погруженной зоне северного крыла впадины в Павловско-Уманском районе при бурении на воду в зеленых глинах, залегающих на глубине порядка 350 м, нами были обнаружены прекрасно сохранившиеся *Valenciennesia*. Это обстоятельство указывает на существенное продвижение более глубоководных таманских фаций понтических отложений (валенциеннезиевых глин) в пределы Азово-Кубанской депрессии.

В западной зоне центральных Ергеней, в области Сало-Манычского водораздела, понтические отложения характеризуются, по данным Е. Г. Чувилева, значительной фациальной изменчивостью. Они представлены здесь подобными же, что и на правобережье Дона, бурыми, ноздреватыми ракушечными известняками, песками, песчаниками, глинами и мергелями общей мощностью 17—56 м.

В Приманычской моноклинальной полосе южных Ергеней отложения понтического яруса прослеживаются на дневной поверхности в двух фациях: 1— мелководной известняково-песчано-глинистой и 2— более глубоководной глинисто-песчаной.

Разрезы мелководной фации мощностью до 25 м наблюдаются в западной и восточной частях Приманычской

полосы южных Ергеней, в то время как отложения более глубоководной фации, мощностью до 45 м, вскрываются в центральной зоне этой полосы, в районе сел. Кормового. Здесь наблюдается, по данным Ф. Ф. Голынца (1932), следущий разрез этих отложений (сверху вниз):

1. Серо-зеленая, сланцеватая, карбонатная глина с мелкими *Congeria novorossica* Sinz. Мощность 17 м.
2. Бурая и темно-зеленая глина. Мощность 5 м.
3. Перерыв около 6 м.
4. Светлые, слабо зеленоватые, глауконитовые водоносные пески. Мощность 2 м.

Мелководные отложения понтического яруса (пески, песчаники, известняки, прослои глин) наблюдаются, по данным С. П. Коптеловой, в западной части Приманычской полосы, к северу от оз. Маныч-Гудило и в восточной части вдоль миоценовой гряды, в районе кургана Хаир-Толга и в балке Яшкуль. Последняя располагается уже на восточном склоне плато.

Наличие рассматриваемых отложений в балке Яшкуль свидетельствует о ингрессии понтического бассейна в глубь Ергеней со стороны Прикаспийской низменности.

Отложения надпонтической (плиоценовой) серии Азово-Кубанской впадины. Породы плиоценовой надпонтической серии, выполняющие Азово-Кубанскую впадину, имеют повсеместное распространение на огромных степных пространствах, располагающихся к северу от полосы третичных предгорий. В послепонтическое время процессы опусканий получают в Азово-Кубанской впадине, по нашим данным, усиленное развитие. В связи с этим здесь и формируется значительная толща, главным образом, аллювиальных, частично вероятно и морских образований, мощность которых возрастает от периферии к наиболее прогнутой зоне и достигает значительной величины, порядка 500 м.

В приподнятой части южного крыла структуры, в полосе третичных предгорий, на дневную поверхность выходят среднеплиоценовые (киммерийские) и верхнеплиоценовые (куяльницкие) морские слои, представленные глинами, песками, ракушниками и прослоями бурых железняков. В се-

верном направлении они быстро уходят из разрезов склонов долин и погружаются на большие глубины.

Вместе с тем на равнине, прилегающей непосредственно к полосе третичных предгорий, получает развитие верхнеплиоценовая, главным образом аллювиальная глинисто-песчаная толща (с *Unio sturi*, отмеченными С. А. Яковлевым в Краснодарских скважинах), которая распространяется по всей территории Азово-Кубанской впадины.

На северном крыле структуры в северо-восточном Приазовье и Нижнем Дону в состав этой толщи входят открытые В. В. Богачевым верхнеплиоценовые несмияновские слои с левантинской фауной, развитые в нижнем течении р. Сала у сел. Несмияновки, и хапровские пески с фауной млекопитающих (Г. Ф. Мирчинк, В. И. Громов, В. А. Хохловкина), прослеживающиеся по правобережью Дона между Ростовом и Таганрогом.

В дальнейшем Г. И. Попов (1947) выявил наличие верхнеплиоценовых (верхнеапшеронских) отложений в других районах северо-восточного Приазовья и Нижнего Дона и объединяет их под наименованием танаисских с названными выше несмияновскими и хапровскими слоями. Особенно интересным оказался ейский разрез, где Г. И. Поповым, В. В. Богачевым и В. П. Евсеевым, помимо левантинских и других пресноводных форм, была обнаружена *Apscheronia propinqua* Eichw. (1939). Танаисская серия отложений рассматривается Г. И. Поповым как аллювий верхнеплиоценового Дона и выделяется им довольно широкой полосой вдоль окраинной зоны северного крыла Азово-Кубанской впадины.

В зоне погружения крыльев и в центральных частях впадины толща песчано-глинистых отложений общей мощностью, как указывалось выше, до 500 м, расположенная между кровлей понта и подошвой скифских глин, вплоть до последнего времени в стратиграфическом отношении остается совершенно неизученной. Вследствие этого мы и предложили в 1944 г. именовать эту толщу надпонтической плиоценовой серией, включая в это понятие мощную, главным образом, аллювиальную серию чередующихся

глин и песков (с преобладанием глин), выполняющих Азово-Кубанскую впадину и относящихся по возрасту к верхнему, а в своих нижних частях на погружении крыльев и в центральных зонах впадины, по-видимому, и к среднему плиоцену.

Таким образом, надпонтическая плиоценовая серия Азово-Кубанской впадины включает в себя на севере танаисские слои (аллювий верхнеплиоценового Дона) и на юге еще не выделенные, но, безусловно, присутствующие аллювиальные отложения верхнеплиоценовой Кубани.

Ергенинская свита. Обширные пространства Ергеней покрыты толщей косослоистых так называемых ергенинских песков, среди которых нами были выделены две серии: акчагыльская и апшеронская, подобно тому как это было ранее сделано А. А. Дубянским для ергенинских песков Воронежско-Тамбовской низменности.

Эти серии отличаются друг от друга по возрасту, по условиям залегания и литологической характеристике.

Подавляющая часть территории степи покрыта более древней акчагыльской серией, которая представляет собою обширный аллювиальный покров.

Фауна в акчагыльской серии до сих пор не обнаружена и возраст ее определяется на основании прислонения к ней более молодой апшеронской серии с типичной нижнеапшеронской фауной.

Апшеронская серия связана с системой локализовавшихся потоков, когорые размывали акчагыльский песчаный покров и в ряде случаев прорезали его на полную мощность, углубившись в подстилающие породы палеогена. Выполняя древние долины и врезы, апшеронская серия занимает прислоненное положение относительно акчагыльского песчаного покрова и располагается гипсометрически ниже него.

Мощность отложений акчагыльской и апшеронской серий примерно одинакова и достигает 50—60 м.

Схемы седиментации осадков их сходны — от гравелистой фации через промежуточные среднезернистые разности в господствующую фацию мелкозернистых песков и

еще выше в фацию песчано-глинистых и глинистых отложений, венчающих разрез.

Петрографические характеристики рассматриваемых отложений также одноименны, однако при этом наблюдается существенная разница в их облике.

Апшеронские слои характеризуются наличием фауны, развитием темных, грязноватых, землисто-серых оттенков и окрасок и наличием признаков засолонения и заболачивания. Для акчагыльских слоев характерно отсутствие фауны, развитие светлых, чистых, легких окрасок (белоснежных, светло-желтых, зеленоватых) и наличие переотложенной карбоновой фауны.

Ергенинские пески акчагыльской серии, как указано выше, являясь главной толщей ергенинской свиты, повсеместно распространены на обширных пространствах Высокой степи. Они резко обрываются по окраинам плато в сторону Прикаспийской низменности и долины Манычей и полого спускаются в северо-западном направлении к древнему понижению Дона. Весьма интересно отметить, что западная граница распространения ергенинских песков, как установлено нами (1941), оформлена тектоническим барьером, который представлен Каменнобалковским куполом. Ергенинские потоки эродировали восточную зону этого поднятия и, обойдя его с севера, своим течением как бы определили расположение купола в плане.

На подавляющей части площади центральных и южных Ергеней ергенинские пески акчагыльской серии распо-лагаются на размытой поверхности майкопских глин и только на ограниченных площадях переходят на отложения понта и сармата.

В литологическом отношении рассматриваемая толща представлена разнообразными песками (главным образом мелкозернистыми), в которых располагаются прослои и пласты глин, песчано-глинистые тонкослоистые пачки и горизонты песчаников. Пески (кварцевые, слюдистые) содержат обломки халцедоновой древесины, отпечатки карбоновой фауны, кремневую и кварцевую гальку и гравий, редкие кремневые

валуны и характерные известково-песчаные конкреции разнообразной формы размером до 1—1,5 м.

Как правило, в основании разреза располагаются разнозернистые, преимущественно крупнозернистые, часто гравелистые ожелезненные пески, которые по самому контакту образуют маломощный (до 0,3 м) чрезвычайно характерный слой железистого сливного песчаника, почти черного цвета. Выше этого слоя крупнозернистые пески обычно чередуются со среднезернистыми. Мелкозернистые (иногда мучнистые) пески занимают доминирующее положение во всей толще. В верхней части разреза мелкозернистые пески часто переслаиваются с пластами глин мощностью до 1,5 м и песчано-глинистыми тонкослоистыми пачками мощностью до 7 м. Песчаники, приуроченные к толще песков мощностью до 2—4 м, располагаются обычно в нижней части разреза.

Образование песчаного покрова Высокой степи, вероятнее всего, следует связывать с деятельностью системы широких аллювиальных потоков.

Ергенинские пески апшеронской серии (кутейниковские слои) были впервые установлены нами в 1941 г., под наименованием кутейниковских слоев, по среднему течению р. Сал в буровой скважине на глубине 36,3 м у станицы Кутейниковской и в разрезах р. Большой Куберлы у хутора Старо-Песчаного (1947). В Кутейниковской скважине эти отложения представлены толщей разнозернистых песков мощностью в 53,3 м, крупнозернистых в основании и мелких в средней и верхней частях разреза, с двумя прослоями глин.

В мелкозернистых песках этой толщи были обнаружены многочисленные нижнеапшеронские, по определению В. В. Богачева, *Adelina valuta* Andrus. в сопровождении пресноводных форм широкого вертикального распространения. *Adelina valuta* Andrus. из Кутейниковской буровой скважины, описанная В. В. Богачевым (1942) в специальной работе „Палеонтологическая обработка коллекции Г. Н. Родзянко", представляет собой, по его мнению, типичную руководящую форму нижнего апшерона, которая в более высоких стратиграфических горизонтах нигде не встречается. Подобное

вполне определенное стратиграфическое положение кутейниковских слоев с *Adelina valuta* Andrus. придает им особую ценность, даже в сравнении с нагавскими и несмияновскими слоями. Последние, несмотря на их исключительную значимость для познания плиоцена юго-востока СССР, характеризуются некоторой неопределенностью своего стратиграфического положения в силу трудности параллелизации их с морскими эквивалентами, благодаря чему и существуют различные схемы этих сопоставлений.

В отношении залегания нижнеапшеронские—кутейниковские слои характеризуются отчетливо выраженными условиями прислонения к основному покрову ергенинских песков, чем и определяется акчагыльский возраст последних с возможным опусканием их нижней границы.

В дальнейшем работами Севкавгидроэкспедиции 1950—1952 гг. в ряде мест центральных Ергеней (балок Куберова, Гашун и др.) были установлены переуглубленные, относительно подошвы ергенинских песков, врезы, выполненные кутейниковскими слоями. Эти врезы оказались приуроченными к наиболее крупным долинным понижениям, что подтвердило наше положение (1941) о том, что рисунок современной гидрографической сети возвышенности Ергеней был заложен еще в плиоцене.

Г. И. Попов (1948) кутейниковские слои причисляет к танаисским, что, по нашему мнению, является ошибочным. Танаисские слои указанным автором сопоставляются с верхним апшероном, причем нижние горизонты танаисской серии приравниваются им к несмияновким слоям. В то же время В. В. Богачев, давший, как известно, классическое описание несмияновской фауны, именно потому и проявил особый интерес к кутейниковским слоям, что считал их древнее несмияновских, поскольку нижнеапшеронский возраст *Adelina valuta* Andrus. не вызывал у него никакого сомнения.

Нагавские левантинские слои. Озерно-аллювиальные нагавские глины, содержащие богатую левантинскую фауну унионид и др. (открытые В. В. Богачевым), прослеживаются по левобережью Дона в северо-западной части центральных Ергеней, где они залегают на размытой

поверхности ергенинских песков. В своих работах названный автор отмечал значительно более древний облик нагавской фауны по сравнению с несмияновской.

Заключенная в нагавских слоях фауна, описанная В. В. Богачевым, позволяет сопоставить их скорее всего с нижним апшероном. В таком случае нагавские слои сопоставляются с кутейниковскими слоями центральных Ергеней.

Манычские слои. Песчано-глинистые отложения, выделенные нами в самостоятельные манычские слои (1940, 1947), фиксируются на южном склоне Ергеней. Здесь по правому борту балки Денисовой (приток Кересты) в ряде обнажений прослеживается своеобразная толща мощностью до 20—25 м, в основании которой располагаются пески, налегающие на эродированную поверхность майкопских глин. Вверх по балке обнажаются плотные и относительно мощные (до 15 м) зеленовато-серые глины, содержащие большое количество *Dressensia pontocaspia*, что свидетельствует о их верхнеплиоценовом возрасте. Определение фауны по нашим сборам было произведено В. В. Богачевым, которым никаких сопровождающих форм обнаружено не было.

Кровля манычских слоев размыта и перекрывается песками, которые мы сопоставляем с переотложенными разностями ергенинских песков.

Скифские глины. Изучение условий формирования пестроцветных скифских глин имеет весьма важное значение для познания геологической истории последних этапов верхнеплиоценового времени. В своем распространении скифские глины, подобно лессовому поясу, образуют пестроцветный пояс в общем широтного простирания, охватывающий огромные пространства юга нашей страны. Скифские глины, известные в литературе так же, как „красно-бурые", „пестроцветные", „сыртовые", „армавирские", широко распространены на Украине, в Крыму, в Предкавказских степях, в Заволжье и далее к востоку.

В пределах описываемой территории пестроцветные скифские глины сплошным покровом застилают возвышенность Ергеней, пространства Азово-Кубанской впадины и прослеживаются к юго-востоку в Предкавказской возвышен-

ности, где они известны под наименованием „армавирской свиты".

Выведенные эрозией на дневную поверхность островные, разобщенные выходы их поражают наблюдателя яркостью и пестротой своих окрасок, что еще более подчеркивается однообразным бурым фоном суглинковой степи.

Не считаясь с рельефом, скифские глины в Ергенях и в Азово-Кубанской впадине располагаются во всех морфологических зонах. Широко развитые на водоразделах, они спускаются на склоны и переходят на плиоценовые террасы, ни в одном случае, однако, не налегая на террасы четвертичного возраста.

В литологическом отношении пестроцветная толща представлена обычно красно-бурыми, зелено-серыми и желто-бурыми (иногда кирпично-красными, коричневыми, серыми), неслоистыми, плотными глинами и суглинками, среди которых иногда встречаются прослои и горизонты красноватых и зелено-серых супесей и песков. Скифские глины и суглинки содержат большое количество известково-мергелистых стяжений размером до 3—80 см, кристаллов гипса и дробин марганцево-железистых соединений.

Видимая пористость в глинах и суглинках отсутствует. Они легко распадаются на остроугольные обломки неправильной формы с оглянцеванными поверхностями.

На Ергенях в толще скифских глин нами установлено широкое распространение типичных погребенных почвенных горизонтов с характерными иллювиальными скоплениями извести (1940).

В зелено-серых разностях глин, по сборам П. Д. Гончарова на Ергенях, В. П. Евсеев определил *Cyteridea torosa* (отсутствовавшие как в красно-бурых разностях, так и в зелено-серых глинах других районов Высокой степи). Это обстоятельство позволяет связать некоторые горизонты зелено-серых глин пестроцветной толщи с небольшими озерными водоемами.

Полная мощность пестроцветных глин в области водоразделов достигает 50—70 м и снижается до нуля в основных долинах местности в результате последующего размыва.

В Азово-Кубанской впадине толща скифских глин залегает на песчано-глинистых отложениях надпонтической серии и в Ергенях на кварцевых песках ергенинской свиты. Лишь в западной части центральных Ергеней, в зоне Сало-Манычского водораздела рассматриваемые отложения перекрывают породы понтического, а местами и сарматского возраста.

Вопрос о возрасте скифских глин является дискуссионным, тем более, что он тесно соприкасается с вопросом о нижней границе четвертичного периода. Отсутствие фауны в толще скифских глин усугубляет трудности возрастной их интерпретации. Единичным находкам слоновых нельзя придать универсальное значение. Рассматриваемые отложения залегают в промежуточной зоне между заведомо четвертичными отложениями и отложениями третичной системы, отличаясь от тех и других своеобразием своего облика. Они лишены бесспорных признаков как подстилающей (плиоценовой), так и перекрывающей (четвертичной) толщ.

Предположения о возрасте пестроцветных глин отличаются значительным разнообразием: одни авторы относят их к миоцену, другие к верхнему плиоцену, и, наконец, третья группа исследователей сопоставляет их с осадками четвертичной системы. В связи с изложенным принимаемая в настоящее время большинством геологов точка зрения о принадлежности скифских глин к верхам плиоцена должна рассматриваться не как бесспорное утверждение, а как положение, наиболее полно отвечающее сумме фактов, накопившихся к данному моменту по этому вопросу.

В пределах рассматриваемой территории скифские глины не спускаются ниже плиоценовых террасовых уровней и ни в одном случае не налегают на отложения четвертичного возраста. В кровле их располагается серия трехъярусных лессовидных суглинков, которая отвечает, согласно господствующим воззрениям, полному объему четвертичного периода. Нижний предел возраста пестроцветных глин в области Ергеней определяется налеганием их на несмияновские слои (верхний апшерон) и еще далее к западу, согласно Г. И. Попову, налеганием их на слои с *Paludina aethiops* Pall. (верхний бабель).

В основании разреза скифских глин на правобережье Дона К. И. Лисицыным были обнаружены остатки *Elephas meridionalis* Nesti.

Приведенные данные могут быть приняты за свидетельство принадлежности скифских глин к самым верхам плиоцена.

Переходя к суждениям о способе образования скифских глин, необходимо отметить, что этот вопрос, так же как и вопрос о возрасте их, имеет много противоречивых толкований. Это объясняется тем, что рассматриваемые отложения лишены фауны и не имеют каких-либо других, не вызывающих сомнений, бесспорных генетических черт.

Указанная обстановка усугубляется тем, что в ряде случаев (Ергени, Украина) скифские глины на огромных пространствах залегают непосредственно на песках, что исключает возможность наиболее простого сопоставления их с продуктами элювиального или делювиального происхождения. Вследствие этого многочисленные исследователи, изучавшие рассматриваемые отложения в различных районах Союза, высказали разнообразные предположения о их происхождении, и скифские глины рассматриваются как осадки морские, северные, аллювиальные, водно-ледниковые, элювиальные, делювиальные и эоловые.

Изучая скифские глины в течение многих лет в Ергенях и наблюдая их в нижнем Дону, в Азово-Кубанской впадине и Предкавказской возвышенности и не получив, так же как и другие исследователи, однозначного суждения о их происхождении, мы пошли по линии установления генетических связей скифских глин с покрывающими их лессовидными суглинками.

Применяя подобный подход для наиболее сложного случая, когда скифские глины подставляются песками, мы пришли в 1940 г. к выводу (1947), что накопление толщи желто-бурых лессовидных суглинков Ергеней и толщи пестроокрашенных глин и суглинков (скифских глин) данной территории протекало в сходной, а вернее в тождественной генетической обстановке. Различия в характере отложений этих двух толщ следует объяснять различиями климатиче-

ских условий периодов их накопления. Эту точку зрения мы разделяем и в настоящее время. Как и прежде, мы считаем, что наиболее рациональным методом разработки вопросов происхождения лессовидных суглинков является тщательное изучение условий происхождения пестроцветных глин с постоянным сопоставлением соответствующих осадков изучаемых толщ.

Фактический материал свидетельствует о том, что никаких существенных различий между покровными желтобурыми лессовидными суглинками и покровными пестроцветными (скифскими) глинами и суглинками на Ергенях не имеется.

В литологическом отношении обе толщи сложены суглинками (легкими, средними, тяжелыми); в пестроцветной толще имеют развитие и глины, которые встречаются иногда также и в лессовой толще.

Минералогический состав рассматриваемых отложений не имеет никаких существенных различий. Химический состав этих толщ, против ожидания, также оказался почти тождественным.

Установление широкого распространения желто-бурой разновидности скифских глин и „горизонта уплотненных суглинков" (см. выше), не отличимых друг от друга, свидетельствует о ближайшем родстве этих двух толщ. И желто-бурые лессовидные суглинки, и пестроцветные глины, и суглинки, не считаясь с рельефом, плащеобразно, покровно застилают поверхность и слагают как водоразделы, так и долинные понижения (в связи с чем и скифские глины следует именовать „покровными").

Обе толщи характеризуются отсутствием слоистости (исключая переотложенные разности) и содержат ископаемые почвенные горизонты, ходы землероев и опесчаненные горизонты, а также обладают одинаковым качественным составом солевыделений. Резкое различие в облике скифских глин и лессовидных суглинков, по нашему мнению, обусловлено различиями климатических условий эпох формирования этих двух толщ. В одном случае физико-географическая обстановка вызвала развитие процессов „облёссования" и в

другом — развитие процессов „оглинения“, если можно так выразиться.

Последний процесс сопровождался пестрым окрашиванием и обогащением солями. Внешнее сходство средних и легких суглинков и даже супесей пестроцветной толщи с глинами наглядно иллюстрирует этот процесс „оглинения“.

Таким образом, пестроокрашенные глины и суглинки (скифские глины) Ергеней мы относим в настоящее время, как и ранее (1941), к осадкам субаэральной среды, придавая главенствующую роль в их образовании эоловому фактору, при весьма существенном значении делювиальных процессов и местном значении процессов озерных и элювиальных.

5. Постплиоцен

Описываемая территория представляет исключительный интерес в отношении геологии четвертичных осадков, которые здесь широко представлены разнообразными фациями как континентальных, так и морских отложений.

Именно здесь был проложен Манычский пролив, соединявший в плейстоцене образовавшиеся Каспийский и Черноморский бассейны.

Целая гамма морских и озерно-лиманных четвертичных отложений означает теперь этот путь соединения. Четвертичные морские осадки прослеживаются также и вдоль Азовского побережья и на Таманском полуострове.

В долинных понижениях Дона и Кубани и в их притоках распространены аллювиальные (а в устьевых частях и морские) отложения, образующие системы террас. По левобережью Кубани эти отложения слагают обширную, аллювиальную наклонную равнину (Закубанскую), которая вытянута почти на 300 км и расчленена на отдельные массивы глубоко врезанными долинами рек северного склона Кавказского хребта.

В низовьях р. Кубани (юго-запад Азово-Кубанской впадины) на огромной площади, занятой ее дельтой и плавнями, развиты разнообразные аллювиальные озерно-лиманные, болотно-торфянистые и морские образования.

В области водораздельных пространств Ергеней и Азово-Кубанской впадины распространены трехъярусные покровные лессовидные суглинки (главным образом эоловые), которые в зоне склонов замещаются их переотложенными делювиальными разностями.

В зоне третичных предгорий северо-западного Кавказа широко представлены различные накопления делювиального ряда (грубообломочные, суглинисто-обломочные и суглинистые).

Такова общая характеристика четвертичных отложений описываемой территории, познание которых связано прежде всего с именами Н. И. Андрусова, А. Д. Архангельского, Н. М. Страхова, Г. Ф. Мирчинка, В. И. Громова, К. И. Лисицына, А. Л. Рейнгарда, П. А. Православлева, Е. В. Милановского, М. М. Жукова.

Субаэральные отложения, покровные лессовидные суглинки водоразделов и склонов. Лессовидные суглинки пользуются в пределах описываемой территории исключительно широким распространением; они застилают сплошным покровом область Высокой степи. Их мощные наслоения развиты в гребневой зоне Сало-Манычского водораздела и гряды Ергеней, откуда они как бы спускаются в обширную область северо-западного (Донского) пологого склона плато и резко обрываются в сторону долины Манычей и Низменной степи.

В области Азово-Кубанской впадины (западное Предкавказье) покровные лессовидные суглинки также имеют повсеместное распространение.

В 1953 г. в результате маршрутных исследований М. М. Жуков (1935) впервые предложил стратиграфическую схему четвертичных отложений для всего массива Ергеней. В этой схеме красно-бурые глины (скифские глины по Г. Р.) относятся по возрасту от минделя до миндель-рисса, и интересующие нас лессовидные суглинки разделяются в возрастном отношении на два яруса (ательский и хвалынский) и относятся к накоплениям делювиального происхождения. Стратиграфического значения погребенным почвенным горизонтам не придавалось.

В целом предложенная М. М. Жуковым схема оказалась сходной с известной схемой А. П. Мазаровича для аналогичных отложений Поволжья и схемой Е. В. Милановского для северных Ергеней.

Наши работы на Ергенях по геологическому картированию привели нас к иным выводам. В 1938 г. мы впервые (1939) отнесли лессовидные суглинки массива Ергеней к эоловым отложениям (образующимся с участием делювиальных процессов), придали погребенным почвенным горизонтам, вслед за Г. Ф. Мирчинком, стратиграфическое значение и расчленили, таким образом, рассматриваемую толщу суглинков на три яруса: нижнечетвертичный, среднечетвертичный и верхнечетвертичный, соответственно трем эпохам оледенения Русской платформы.

В том же 1938 г. при изучении лессовидных суглинков Ергеней мы пришли к выводу (1939) о одновременности образования первичных лессовидных суглинков водоразделов и делювиальных суглинков склонов.

Нами указывалось, что вообще при формировании лессовидных толщ процессам абляции следует отводить значительную роль в смысле дальнейшей переработки отложившейся из воздуха пыли.

Отсутствие дернового покрова или слабое развитие его в периоды отложения лесса создавало оптимальную обстановку для развития смыва и переотложения. Это положение подтверждается наличием в суглинках линз супесей и участков слоистого сложения, которые наблюдаются в лессовых толщах не только по склонам, но иногда и в зоне водоразделов. Каждый ярус водораздельных суглинков сопровождается образующимися одновременно с ним горизонтами делювия, развитие которых может варьировать в широких пределах.

Впоследствии Г. И. Попов, изучавший лессовидные суглинки в северной части Азово-Кубанской впадины, полностью присоединился к этой точке зрения.

В его работе (1947) мы находим: „Таким образом, наряду с первичными лессовыми (суглинковыми) покровами водораздельных плато, существуют одновременно и регио-

нально развивавшиеся на древних склонах закономерно построенные их делювиальные дериваты (делювиальные шлейфы склонов, покровы речных террас и пр.)".

Таким образом, толща лессовидных суглинков, застилающая территорию Ергеней и Азово-Кубанской впадины, заключает в себе две генерации: 1)первичные неслоистые, лессовидные суглинки водоразделов и 2) делювиальные, обычно слоистые, лессовидные суглинки склонов.

Первичные лессовидные суглинки водоразделов слагают наиболее возвышенные пространства степи, в то время как переотложенные делювиальные лессовидные суглинки покрывают обширные пространства склонов и поверхности речных и балочных террас.

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что лессовидные суглинки застилают и междуречные пространства и долинные понижения, не считаясь с рельефом.

Наибольшие мощности их на Ергенях порядка 60—70 м приурочиваются к водоразделам (Г. Н. Родзянко, 1940). Мощности делювиальных суглинков склонов снижаются и не превосходят обычно 30—45 м.

Суглинки водоразделов массива Ергеней имеют типичный лессовидный облик. Они характеризуются бурой окраской, столбчатым сложением и отсутствием слоистости.

Основным структурным признаком является пористость, проявляющаяся обычно отчетливо. Суглинки содержат известковые соли, гипс, а также железистые и марганцево-железистые соединения. По механическому составу суглинки водоразделов характеризуются достаточной пестротой и изменяются по степени песчанистости от легких до тяжелых разностей и даже до глин. Несколько преобладают средние суглинки. Характерным для механического состава суглинков является значительное содержание фракции пыли (60—75%), благодаря чему они везде являются пылеватыми.

Толща водораздельных суглинков Ергеней содержит два регионально-распространенных почвенных горизонта. В отдельных разрезах количество ископаемых почв возрастает до 3—4 (с учетом интерстадиалов) или снижается до одной в силу последующей эрозии.

Для полноты характеристики покровных лессовидных суглинков Ергеней необходимо отметить своеобразную и широко развитую их разновидность, которая приурочена к основанию рассматриваемой толщи.

Эта разновидность, обозначенная нами (1940, 1947) как „горизонт уплотненных суглинков", представляет собою лишенные видимой пористости, сильно уплотненные суглинки обломочного сложения.

Местами наблюдается оглянцовка граней. Окраска обычно темная, иногда заметно красноватая. По внешнему виду они не отличимы от желто-бурых и красновато-бурых разностей скифских глин. Сходство это настолько разительно, что в полевой обстановке в ряде случаев невозможно решить, что представляет собою эта монолитная порода — скифские глины или уплотненные разности нижних пачек покровных лессовидных суглинков.

Установление этой своеобразной разновидности суглинков приобретает особый интерес в связи с вопросом генезиса пестроцветных скифских глин, о чем говорилось выше.

Последующими исследованиями Г. М. Богарсуковой, Е. И. Водяницкой, П. Д. Гончарова, Н. И. Гаврилова, П. Г. Германова, И. И. Ермиченко, Н. И. Кононова, С. Н. Коптеловой, В. М. Каклюгиной, Г. Н. Родзянко, И. Г. Федотова и др., относящимися к периоду 1939—1952 гг., устанавливается повсеместное, в пределах Ергеней, распространение погребенных почвенных горизонтов в лессовой толще, трехъярусное ее строение, плащеобразное залегание, отсутствие слоистости водораздельных суглинков и зависимости состава их от характера подстилающих пород, а также приуроченность наибольших мощностей лессовидных покровов к областям водоразделов.

В настоящее время мы, как и прежде, на основании всех вышеизложенных данных считаем, что водораздельные лессовидные суглинки Ергеней отличны по своему происхождению от делювиальных суглинков Поволжья и являются аналогами лессовидных суглинков и лессов западного Предкавказья (Азово-Кубанской впадины) и Украины,

которые, согласно Г. Ф. Мирчинку, В. И. Крокосу и др., сопоставляются с осадками эоловой седиментации.

Последнее обстоятельство впоследствии было подтверждено работами Г. И. Попова (1947) по северной части Азово-Кубанской впадины (Нижний Дон и северо-восточное Приазовье) и работами В. И. Подгородниченко, Е. М. Ковалева, З. И. Шульгиной, М. И. Шурловой и др. по центральной и юго-восточной частям этой структуры.

В целом вышеприведенные материалы по покровным лессовидным суглинкам описываемой территории представляют собой подтверждение и развитие идей В. А. Обручева (1893, 1933, 1952) и П. А. Тутковского (1899), которые наиболее полно разработали эоловую гипотезу Рихтгофена (1877).

Морские четвертичные отложения Черноморского и Каспийского бассейнов имеют, согласно сказанному, в границах описываемой территории развитие вдоль долины Манычей, в низовьях Дона и Кубани и в зоне Азовского побережья. Последняя схема стратиграфического сопоставления этих отложений принадлежит Г. И. Попову (1955), в которой выделяется пять ярусов: чаудинско-бакинский (нижнечетвертичный отдел), эвксинско-хазарский (среднечетвертичный отдел), карангатско-хвалынский и эвксинско-хвалынский (верхнечетвертичный отдел), черноморско-каспийский (современный отдел).

В Азовском бассейне, Доно-Манычском заливе и в Манычском проливе выделены следующие горизонты: чаудинский и верхнебакинский (чаудинско-бакинский ярус), уруджикский, древнеэвксинский, узунларский (эвксинско-хазарский ярус), карангатский и нижнехвалынский (карангатско-хвалынский ярус), сурожский и среднехвалынский, новоэвксинский (эвксинско-хвалынский ярус), древнечерноморский (черноморско-каспийский ярус).

Аллювиальные отложения имеют значительное распространение в описываемой области, где они выполняют долинные понижения рек Дона и Кубани и их притоков и долины рек, впадающих непосредственно в Азовское море. Аллювиальные отложения образуют террасы (5 в долине Дона и до

9—10 в долине Кубани), отвечающие нижнему, среднему, верхнему и современному отделам четвертичного периода.

Г. Ф. Мирчинком установлен интереснейший факт погружения более древних террас под более молодые в низовьях Кубани, что указывает на значительный размах опусканий юго-западной зоны Азово-Кубанской впадины и в четвертичное время.

В заключение краткого обзора четвертичных отложений описываемой территории приведем палеонтологическое обоснование стратиграфии рассматриваемых отложений Азовского побережья по В. И. Громову (1948).

Верхний плейстоцен. Вюрмский лесс с погребенным почвенным горизонтом.

Фауна: *Elephas primigenius* и др.

Аналог ательских (?) и хвалынских слоев Низового Поволжья.

Средний плейстоцен. Рисс-вюрмская погребенная почва; рисский лесс прежних авторов.

Фауна: *Planorbis*, *Lymnaea*, *Dreissensia*, *Unio* (много), *Bison priscus*, *Equus* sp. особенно в погребенных почвах, *Rhinoceros* sp., *Elephas trogontherii (?)*, *Spalax mierophathalmis* и др.

Аналог хазарских слоев Низового Поволжья.

Нижний плейстоцен. Миндельские и миндель-рисские палюдиновые пески прежних авторов с погребенной почвой („нижней") на них.

В покрывающих суглинках под нижней мин дель-рисской почвой остатки: *Equus mosbachensis*, *Bison schoetensacki*, *Elephas wüsti*, *El. trogontherii*, *El. meridionalis*; в песках фауна *Corbicula fluminalis*, *Viviparus diluviana* и др.

Аналоги тираспольского гравия, сенгильских и бакинских слоев Поволжья.

ТЕКТОНИКА

Переходя к тектоническому описанию Азово-Кубанской впадины, необходимо отметить, что в целом она представляет собою типичную молодую платформу, сложенную дисло-

цированным герцинским основанием и спокойно, в общем, залегающим мезокайнозойским чехлом, осложненным пологими изгибами слоев. Эта молодая платформа возникла и формировалась в зоне сочленения Кавказской геосинклинальной области с окраинной зоной Русской плиты и, благодаря такому своему положению, оказалась вовлеченной в систему краевого прогиба.

Ранняя история данной страны еще мало расшифрована, в связи с чем среди герцинских структур первого порядка здесь могут быть выделены:

1. Восточная антеклиза погруженного продолжения Украинского кристаллического массива (с расположением оси примерно по линии Таганрог-Сальск), которая оформилась в структуру воздымания перед началом среднего карбона.

2. Северный, Донецкий синклинорий (Большой Донбасс), начало формирования которого связывается с девонским периодом.

3. Южный, Предкавказский синклинорий (собственно Предкавказье), начало формирования которого связано с догерцинским этапом.

Не подлежит сомнению, что эти два синклинория являются различными как по возрасту слагающих их пород (более древнему в Южном синклинории) и времени заложения, так и по внутренней их сущности. Судьба Северного синклинория связывается прежде всего с Русской платформой, в то время как история Южного синклинория определялась главным образом развитием Кавказской геосинклинальной области.

Строение Южного синклинория остается еще не расшифрованным. Имеющиеся данные (например по Песчанокопской скважине) свидетельствуют о значительной дислоцированности слагающих его пород. В то же время строение Северного синклинория, особенно в открытой его части, детально изучено исследованиями П. И. Степа-

нова* и многочисленных его учеников, которые, опираясь на геофизические исследования А. Д. Донабедова, А. П. Дюкова и др., проследили продолжение структур открытого Донбасса под покровом мезокайнозойских пород на левобережье Дона и еще далее на юго-восток в области центральных и южных Ергеней. Особенно много в этом отношении делается в последние годы Ростовской экспедицией Севкавгеолуправления (Н. И. Погребнов, А. Я. Дубинский, В. Н. Зубцовский, Я. О. Томкович, А. П. Кичапов, А. В. Кузнецов и др.), работами которой на Доно-Сальском междуречьи и в западной части Ергеней выявлен целый ряд погребенных структур пород каменноугольного возраста. По данным геофизических исследований и отчасти по результатам бурения в интересующей нас территории центральных и южных Ергеней, среди погребенных структур карбона, протянувшихся сюда из районов открытого Донбасса, выделяются ориентировочно (согласно последней сводке А. Я. Дубинского) следующие (с юго-запада на северо-восток): Вторая южная синклиналь, Вторая южная антиклиналь, Первая южная синклиналь, Первая южная антиклиналь, Шахтинская синклиналь, Главная донецкая антиклиналь (проходящая предположительно через ж.-д. ст. Куберле), Садкинская синклиналь**, северная полоса мелкой складчатости.

Разграничение вышеназванных синклинориев (Северного и Южного) обозначается не только Восточной антеклизой погруженного продолжения Украинского кристаллического массива, но и опусканиями, которые выявлены геофизическими работами для кристаллических и палеозойских пород на северо-восточном склоне названной антеклизы вдоль долины Манычей по направлению на Персиановку и Новочеркасск.

---

* Установлена структура Донбасса (Первая южная антиклиналь и структура к северу от нее) еще в прошлом столетии, при составлении трехверстной геологической карты Донбасса (Желтоножкин и др). К. П.

** По Н. И. Цибовскому, Садкинская синклиналь замыкается в районе между р. Северный Донец и рр. Доном и Кагальником; восточнее находится новая синклиналь (кулисообразно смещенная). К. П.

В альпийском цикле обстановка существенно меняется в сторону сглаживания различий между северной и южной частями этой территории. Образовавшееся в подобных условиях герцинское складчатое основание после периода длительной денудации вовлекается в предаптское время в систему альпийского краевого прогиба, развившегося в сторону платформы. Вся последующая геологическая история рассматриваемой области представляет собою, по сути дела, историю колебательных движений этого прогиба, которые были различными не только в различных его частях, но и в одной и той же части во времени.

Азово-Кубанская впадина. Первоначальное понятие об Азово-Кубанской впадине было дано С. А. Яковлевым (Прикубанская западина), который в своих работах 1914—1923 гг. (1922) проводил северо-восточную границу ее от Ставропольских высот на Ейск, считая, что по этому направлению располагается погребенное северо-западное продолжение Ставропольского поднятия. В дальнейшем эти воззрения были восприняты К. И. Лисицыным, который так же, как и С. А. Яковлев рассматривал Беломечетско-Лабинскую синклиналь (Прикубанскую) как центральное окончание Азово-Кубанской впадины. Вместе с тем северо-восточную границу впадины К. И. Лисицын проводил уже севернее — по левобережью Западного Маныча и Дона, существенно расширяя таким образом ее пределы.

Взгляды К. И. Лисицына получили самое широкое распространение среди исследователей данной области (В. П. Ренгартен, Л. А. Варданянц, А. В. Ульянов, С. Т. Коротков и др.).

Необходимо отметить, что в пределах западного Предкавказья К. И. Лисицын выделял (1934) еще Приманычскую впадину, расположенную вдоль обоих Манычей, и Танаисскую, вытянутую в широтном направлении вдоль нижнего Дона, что впоследствии и подтвердилось в отношении меловых пород и пород дислоцированного основания.

В 1935 г. С. А. Гатуев (1936) высказал соображение, что Приманычская впадина (выделяемая К. И. Лисицыным в самостоятельную структуру) является лишь частью

Азово-Кубанской впадины и своей восточной половиной представляет ее восточное синклинальное ответвление. Таким образом, по понятиям С. А. Гатуева, Азово-Кубанская впадина представляет собою депрессионную структуру, раздвоенную на востоке Ставропольской возвышенностью на две синклинальные ветви — Прикубанскую и Приманычскую. В отношении северной границы впадины С. А. Гатуев придерживался прежних взглядов и проводил ее по левобережью Дона.

В 1941—1943 гг. при производстве геологического картирования нами в северо-восточных районах западного Предкавказья были установлены — Придонская синклиналь и Каменнобалковское поднятие Ергеней (1943). Эти данные явились тогда основой для переработки имеющейся тектонической схемы К. И. Лисицына по западному Предкавказью.

Каменнобалковское поднятие представляет собою периклинальное окончание западных Ергеней. Это пологое и обширное поднятие распространяется на всю западную область Сало-Манычского междуречья. Наибольшее вздутие понтических, сарматских и палеогеновых пород, слагающих эту структуру, приурочивается к району балки Каменной, расположенной вблизи станицы Орловской. Отсюда третичные слои по периклинали полого погружаются в направлении на север и северо-запад в область Придонской синклинали, на юго-запад к центральным районам Азово-Кубанской впадины и на юг в Приманычскую синклиналь.

Придонская синклиналь расположена между правобережьем Дона и северо-западным склоном Ергеней. Эта форма отчетливо выражена встречными падениями понтических, сарматских и киевских пород, которые со стороны правобережья Дона наклонены, как известно, к юго-западу, а со стороны Ергеней — к северо-западу, что и было показано нашими, а позднее и другими работами (В. И. Подгородниченко, С. Н. Коптелова, Е. Г. Чувилев и др.).

Северное крыло Каменнобалковского поднятия участвует, таким образом, в строении южного крыла Придонской синклинали. Ось синклинали ориентирована с северо-запада на юго-восток и наклонена в этом же направлении. В юго-

западном направлении Придонская синклиналь расширяется и примерно по линии Ростов-Сальск плавно вливается в Азово-Кубанскую впадину. Придонская синклиналь в поперечном направлении пересекает западную часть Приманычской впадины К. И. Лисицына, в таких условиях залегания пород, которые свидетельствуют о том, что прогиба третичных слоев, отвечающего западной части Приманычской впадины, не имеется. Придонская синклиналь сформировалась за счет поперечных (к господствующему простиранию структур) движений, расположившись почти под прямым углом над западной частью Приманычской впадины, выполненной меловыми породами.

В отношении северной границы Азово-Кубанской впадины нами было установлено, что третичные породы правобережья Дона плавно переходят на левый борт долины и полого спускаются к югу к центральным районам Азово-Кубанской впадины, не отражая в своем залегании Батайской впадины А. Я. Дубинского (совпадающей с Танаисской впадиной К. И. Лисицына), выполненной меловыми породами и вытянутой широтной, в общем, полосой вдоль Дона.

На основании этих данных, северную границу Азово-Кубанской впадины, проводимую всеми предыдущими исследователями по левобережью Дона, мы перенесли далеко на правый берег его и рассматривали третичную моноклиналь правобережья как северное крыло этой структуры.

Южное крыло структуры образовано третичной моноклиналью северо-западного Кавказа, и, наконец, восточное,— западными склонами Ергеней и Ставрополья.

Таким образом, отрицая наличие соответствующих изгибов третичных отложений, отвечающих Танаисской (Батайской) и западной части Приманычской впадинам (как это считал К. И. Лисицын и др.), мы и пришли в 1943 г. к понятию о единой Азово-Кубанской депрессионной структуре (образованной породами третичного возраста), распространившейся от северо-западного Кавказа на юге до Донецкого кряжа на севере.

Приведенные материалы свидетельствуют о разрастании Азово-Кубанской впадины во времени в сторону платформы.

Действительно, в меловое время она ограничивалась с северо-востока и севера, вдоль долин Дона и Манычей, Приманычской и Танаисской (Батайской) впадинами, которые, так же как и Азово-Кубанская, выполнялись меловыми породами.

В третичное время на фоне общего погружения рассматриваемой территории дополнительных опусканий в Танаисской и западной части Приманычской впадинах, выполненных меловыми породами, не возникло. Вследствие этого, прогибавшаяся в целом Азово-Кубанская депрессия и распространилась в третичное время на правобережье Дона и Западного Маныча, над зонами вышеназванных стабилизировавшихся впадин. Следовательно, Азово-Кубанская впадина в меловой период ограничивалась левобережьем Дона и Западного Маныча, в то время как в третичную эпоху границы этой структуры расположились по правобережью указанных рек.

В связи с этим, в альпийской, Азово-Кубанской впадине в целом мы можем различать Азово-Кубанскую впадину мелового периода (когда в пределах западного Предкавказья помимо нее имелись еще две впадины — Западно-Манычская и Танаисская) и более обширную Азово-Кубанскую впадину третичного периода, которая уже охватывала все пространство западного Предкавказья, в качестве единой депрессионной структуры этой территории. Таковы наши представления о рассматриваемой структуре.

На востоке Азово-Кубанская впадина (третичного периода), ограниченная поднятиями Ергеней и Ставрополья, как бы разветвляется на три синклинальных прогиба: Придонский, Приманычский и Прикубанский.

На запад структура наклонена в сторону Причерноморской впадины, от которой она отделена поднятием в районе Сивашей, согласно данным М. В. Муратова (1949). Придонская синклиналь, как указано выше, располагается между правобережьем Дона и Ергенями, Приманычская (восточная часть Приманычской впадины К. И. Лисицына)—между Ергенями и Ставропольем и Прикубанская—между Ставропольем и Кавказом.

По правобережью Дона третичные слои налегают на верхний мел и трансгредируют на дислоцированный карбон Донецкого кряжа.

В южном направлении третичные слои погружаются и, сделав колоссальный, в общем, синклинальный изгиб, вновь появляются с обратными падениями на дневной поверхности вдоль северного склона северо-западного Кавказа, где они сочленяются с меловыми отложениями, подстилаемыми здесь всеми остальными членами мезозойских и палеозойских образований.

Северное крыло Азово-Кубанской впадины является весьма протяженным и пологим с углами падения не свыше долей градуса (типичный платформенный склон).

Восточное крыло структуры также является пологим и протяженным. Южное крыло, в противоположность двум первым, оказывается более крутым и коротким.

Зона наибольших погружений в пределах Азово-Кубанской впадины, представляющая собою предгорный прогиб, резко смещена к югу и располагается вдоль Кубани, в основании третичной моноклинали северо-западного Кавказа. В зоне наибольших погружений точно датированные среднесарматские слои опущены на глубину свыше 2000 м, по данным Шенджийской скважины (С. Т. Коротков, 1949). Ширина зоны наибольших погружений небольшая. Северная граница ее не достигает станицы Тимошевской.

Не подлежит сомнению, что как центральные области Азово-Кубанской впадины, так и ее крылья и синклинальные ответвления не являются просто построенными. Напротив, они в значительной степени осложнены платформенными формами второго порядка. Целый ряд в общем пологих поднятий и мульд различных размеров, иногда значительных, выявлены геофизическими и буровыми работами, как это и предполагали И. О. Брод и А. В. Ульянов (Тульское, Выселковское, Ивановское поднятия, Крапоткинская, Челбасская, Крыловская мульды и др.).

Вместе с тем мы не видим оснований для выделения Майкопско-Выселковского поперечного поднятия (антеклизы),

пересекающего всю впадину с юга на север от Майкопа до ж.-д. ст. Кущевки, как это делает М. В. Усков.

Исходя из понятия о единой Азово-Кубанской депрессионной структуре третичного периода, нами в 1943 г. была предложена следующая тектоническая схема западного Предкавказья.

I. Азово-Кубанская депрессия.

1. Зона наибольших опусканий (Кубанский предгорный прогиб).

2. Южное (Кавказское) крыло.

3. Северное (Донецкое) крыло.

4. Восточное (Ергенинско-Ставропольское) крыло.

II. Прикубанская синклиналь

III. Приманычская синклиналь.

IV. Придонская синклиналь.

Буровые и геофизические работы, проведенные в последнее время (1946—1953) Севкавгеолуправлением, Краснодарнефтеобъединением, Кавказнефтегазразведкой и Гидропроектом, полностью подтвердили эту схему. Так, например, Придонская синклиналь (и Каменнобалковское поднятие), выявленные по сармату, в дальнейшем были прослежены по данным бурения по киевскому мергелю, представляющему лучший маркирующий горизонт района. Интересно отметить, что наибольшему поднятию третичных пород в куполе Каменнобалковской структуры отвечает и наибольший подъем пород каменноугольного возраста.

Вышеохарактеризованные, в разделе стратиграфии, материалы глубоких скважин в северных и центральных зонах Азово-Кубанской впадины (Ростов, Каял, Маргаритовка, Порт-Катон, Ейск, Ново-Минская, Ясенская, Тимошевка, Выселки и др.), прошедшие полный разрез третичных пород, вскрыли меловые породы, а в северных скважинах и кристаллические породы, что с полной очевидностью подтверждает правильность перенесения северной границы впадины на правобережье Дона и положение о совершенно спокойном и пологом залегании пород с наклоном в южном направлении. Эти же материалы свидетельствуют о том, что прогиба в третичных слоях, отвечающего Танаисской (Багаевской) впа-

дине вдоль Дона, не имеется. Никаких следов названного прогиба по линии Ростов-Батайск, Каял-Кущевка, так же как и по линии Таганрог-Маргаритовка — Ново-Минская на наклоненной к югу моноклинали, не отмечается.

Возвышенность центральных и южных Ергеней. Основные вопросы альпийской тектоники южных Ергеней разработаны Ф. Ф. Голынцем (1932) и главным образом Ф. П. Пантелеевым (1947), которыми установлено, что южные Ергени представляют собою обширную, сложно построенную антиклинальную систему в общем кавказского простирания — Южно-Ергенинский антиклинал. Юго-западное крыло этого антиклинала образует Приманычскую моноклиналь и северо-восточное—моноклиналь центральных Ергеней. Свод его осложнен двумя линиями пологих, куполовидных поднятий — Белоглинской и второй Ремонтненской. В районе сел. Кресты, между Белоглинским и Ремонтненским поднятиями располагается пологий синклинальный прогиб (Крестовская синклиналь). Кроме продольных поднятий на своде антиклинала наблюдаются также и два поперечных перегиба.

Помимо Белоглинского и Ремонтненского поднятий и Крестовской синклинали Ф. П. Пантелеевым были выделены Икибурульское и Лолинское поднятия, Шарголинская структурная терраса и Яшкульская мульда. Последняя переименована в последующем Ю. А. Судариковым в Восточно-Ергенинскую мульду.

Эта схема получает подтверждение в дальнейших исследованиях, в процессе проведения которых нами установлено Каменнобалковское поднятие и депрессия центральных Ергеней, имеющих важное значение для познания тектоники центральных Ергеней, С. Н. Коптеловой — Чернозубовское поднятие, В. П. Подгородниченко — Верхнекурмоярское поднятие, В. М. Каклюгиной — Аватинское поднятие и Ю. А. Сударикова — несколько поднятий и впадин, существенно детализирующих строение Южно-Ергенинской антиклинальной зоны. К числу последних относятся поднятия— Манычское, Ленинское, Буратинское, Богородское, Вишневское, Степновское и впадины — Кормовская, Верхне-Хара-

Зухинская. Депрессию центральных Ергеней, установленную нами, Ю. А. Судариков переименовывает в дальнейшем в Западно-Ергенинскую мульду.

Для Кормовской и Верхне-Хара-Зухинской впадин Ю. А. Судариков указывает юго-западное простирание, ориентированное, таким образом, почти под прямым углом к господствующему общедонецкому простиранию структур. Это же юго-западное простирание, по Ю. А. Сударикову, заметно проявляется на развитом северо-восточном крыле Ремонтненского поднятия. Вышеохарактеризованная, при рассмотрении тектоники Азово-Кубанской впадины, Придонская синклиналь также имеет это юго-западное простирание, которое является свойственным одновременно и Верхне-курмоярскому поднятию В. И. Подгородниченко.

Вышеотмеченные поперечные поднятия также имеют юго-западное простирание. Таким образом, мы видим, что второе, после общедонецкого, тектоническое направление (юго-западное) имеет весьма существенное значение в строении описываемой территории Ергеней.

Переходя к тектонике центральных Ергеней, отметим, что основная часть этой территории приурочивается к широкой депрессии, которая образована, говоря о ней в целом, пологим изгибом палеогеновых пород между Южно-Ергенинской зоной поднятий на юге и юго-западным продолжением Доно-Медведицких поднятий на севере. В районе меридионального течения р. Джурак-Сала эта впадина поперечным поднятием, намеченным Ф. П. Пантелеевым, отделяется от Яшкульской впадины, наклоненной на юго-восток.

Более точное положение депрессии центральных Ергеней, относительно других альпийских форм и тем более относительно герцинских, еще не установлено. В настоящее время можно считать, что эта депрессия приурочивается, вообще говоря, к обширному понижению поверхности карбона (усложненной выступами), которое давно выявлено геофизическими исследованиями между Котельниково-Семичненским и Орловско-Куберлинским поднятиями этой поверхности (отвечающими и тектоническим поднятиям), установленными геофизикой и бурением. В отношении Каменно-

балковского поднятия, к тому, что о нем говорилось выше (при рассмотрении тектоники Азово-Кубанской впадины), необходимо указать на полную возможность развития его в юго—юго-восточном направлении на Андриановскую зону высокого положения ергенинских песков (указанную еще В. В. Богачевым) и далее на Чернозубовское поднятие сарматских и понтических пород, расположенное в том же направлении в южной (предсклонной) части плато. Таким образом, вырисовывается значительная Каменнобалковско-Андриановско-Чернозубовская полоса поднятий протяжением до 40 км, косо (относительно Кавказско-Донецкого простирания) секущая Сало-Манычский водораздел.

В отношении купольной части Каменнобалковского поднятия мы считаем теперь, что она охватывает не только район балки Каменной, но и район северо-восточнее станицы Орловской, где карбон залегает также на небольших глубинах, порядка 320 м.

Далее к северо-востоку сводовая часть Каменнобалковского поднятия своим крылом полого спускается к долине р. Куберле, что отчетливо фиксируется по наклону киевских мергелей, отметка кровли которых, по данным бурения в балке Каменной, определяется в минус 60 м и на 12—15 км северо-восточнее у ж.-д. ст. Куберле в минус 171 м. Дальнейшее продолжение этого крыла Каменнобалковского поднятия в том же направлении прослежено нами по маркирующему среднесарматскому известняку, который полого снижается до ж.-д. ст. Зимовники, как об этом свидетельствуют результаты бурения.

Приведенные материалы указывают на то, что поднятия третичных пород в районе ж.-д. ст. Куберле не имеется, как это считает А. Я. Дубинский (очевидно в связи с предполагаемым прохождением здесь главной донецкой антиклинали). Помимо того, мы видим, что Каменнобалковское поднятие развивается не над одной герцинской структурой, а над несколькими, охватывая только своей сводовой частью предполагаемые продолжения Первой южной антиклинали, Шахтинской синклинали и Главной донецкой антиклинали.

В настоящее время А. Я. Дубинский, говоря об альпийской тектонике южных и центральных Ергеней, представляет ее как строго унаследованную, указывая на региональное соответствие „структурных форм карбона и верхнего палеогена". В развитии этих положений указанный автор на своей тектонической схеме данной территории показывает антиклинальные и синклинальные линии альпийского цикла лишь одного продольного, общедонецкого простирания, располагая эти линии строго над тектоническими линиями герцинского цикла.

Нисколько не отрицая идеи об имеющемся соответствии структурных форм карбона и третичных отложений (и, наоборот, считая себя автором этой идеи в данном районе, поскольку именно нами впервые на примере Каменнобалковского поднятия было указано в 1951 г. на это соответствие), мы все же не можем согласиться со схемой А. Я. Дубинского.

Во-первых, на указанной схеме полностью отсутствуют тектонические линии структур с поперечными и косыми (относительно господствующего) простираниями, которые играют важнейшее значение в строении данной территории (Придонская синклиналь, Каменнобалковское поднятие, Верхнекурмоярское поднятие, Чернозубовское поднятие, Андриановская зона поднятия ергенинских песков, Кормовская впадина, Верхне-Хара-Зухинская впадина и др.).

Во-вторых, мы не можем вместе с автором названной схемы считать универсальным положение о том, что осевые и купольные зоны альпийских структур располагаются только над какой-либо одной структурой герцинского цикла.

Справедливость этого положения для отдельных структур (Висловская синклиналь и др.) вовсе не говорит о его универсальности, поскольку имеется ряд структур (Придонская синклиналь, Каменнобалковское поднятие и др.), осевые и купольные зоны которых получили развитие не над одной, а над целым рядом герцинских тектонических форм, о чем говорилось выше. Вследствие этого мы не видим, например, оснований для помещения на одну априорную, герцинскую тектоническую линию (Первой южной антиклинали

Донбасса) таких разнородных структур как Каменнобалковское и Ремонтненское поднятия, разобщенные к тому же еще на 130 км друг от друга.

Вследствие изложенного, по нашему мнению, схема альпийской тектоники южных и центральных Ергеней, предложенная А. Я. Дубинским в 1955 г., оказалась затемненной априорными линиями и лишенной в то же время необходимой картины истинных взаимоотношений альпийских структур между собою. Это наглядно иллюстрируется отсутствием на схеме такой крупной формы как Придонская синклиналь и показанием отсутствующего в натуре, но отвечающего герцинской линии, Куберлинского поднятия альпийского цикла.

Общий ход геотектонических процессов в пределах описываемой территории Азово-Кубанской впадины и возвышенности южных и центральных Ергеней рисуется нам, в соответствии, главным образом, с положением Н. С. Шатского, в следующем виде. По-видимому, в конце нижнего карбона, вдоль северо-восточного склона восточного погруженного продолжения Украинского кристаллического массива, начинают проявляться дополнительные опускания (при одновременном подъеме сводовой зоны массива), формирующие юго-западную границу развивающейся ванны северного Донецкого синклинория и Восточную антеклизу. Таким образом, мы не разделчем точку зрения А. Я. Дубинского о южном ограничении Донецкого синклинория, указанная граница которого проводится им у подножия Кавказского хребта.

Отсутствие среднего карбона, верхнего карбона и перми в скважинах Таганрога, Ростова, Каяла, Ново-Минской, Песчанокопской свидетельствует о том, что в этот период здесь могла быть суша, поставлявшая обломочный материал и в северный Донецкий и в южный Предкавказский синклинории. Отсутствие триаса, юры и нижнего мела в этой зоне, к югу от нее и в восточной части Северного синклинория может указывать на то, что в это время данная территория уже вместе с Северным и Южным синклинориями испытала новое воздымание дифференцированного характера, приведшее, по-видимому, к срезанию верхнего палеозоя в северной части Предкавказского синклинория.

Возможно, что за столь длительный период континентального режима имели место частные трансгрессивные фазы, охватывавшие главным образом, южные зоны Предкавказского синклинория, однако общей направленности режима они не меняли.

В предаптское время рассматриваемая территория Южного синклинория, Восточной антеклизы и Северного синклинория вовлекается в региональные опускания, которые с различной интенсивностью в различных ее частях развивались и в верхнем мелу.

В это время закладывается депрессия Азово-Кубанской впадины. Вдоль долины обоих Манычей, в направлении на Персиановку, получают развитие унаследованные от герцинского цикла процессы опускания, формирующие Манычско-Персиановскую впадину, выполненную меловыми породами; и в области юго-востока Северного синклинория развивается на герцинском складчатом основании синеклиза юго-восточных Ергеней, означенная мощностями меловых пород до 1000—1200 м (Белоглинская структура южных Ергеней).

В это же время формируются и более мелкие формы: Ясенско—Ново-Минская область прогибания (сопрягающаяся очевидно с Маргаритовским понижением поверхности допалеозойских пород), с мощностью меловых отложений в 900—1000 м, а также Ново-Золотовская, Висловская, Зимовниковская синклинали Доно-Сальского междуречья, которые развились над восточным продолжением герцинских синклиналей Донбасса и сложены меловыми породами.

На фоне общего опускания зона Восточной антеклизы Украинского кристаллического массива проявила себя в описываемое время как область относительных поднятий (Азовское сводовое поднятие А. Я. Дубинского) с мощностями меловых отложений в 149—270 м. Как область относительных поднятий, судя по мощностям меловых отложений, проявила себя и зона Ставрополья.

В третичное время на фоне продолжающихся нисходящих движений всей рассматриваемой территории в палеоцене и эоцене в восточной ее части стала намечаться зона более интенсивных опусканий, которая и обозначилась вполне опреде-

ленно в олигоцене, охватив Ставрополье, восточную часть Манычской полосы степей и юго-восточные Ергени. В то же время северная часть Азово-Кубанской впадины в олигоцене представляла собой зону менее интенсивных опусканий, что вырисовывается из анализа мощностей майкопских пород. Так, например, в северной части Азово-Кубанской впадины (Ясенская, Ново-Минская, Ейск, Маргаритовка, Каял и др.) совокупная мощность хадума и всех трех подотделов майкопа определяется величиной порядка 300 м, в то время как в Ставрополье и юго-восточных Ергенях эта величина составляет 900—1100 м.

В связи с указанным, отчетливо выраженным дифференцированным характером опусканий северная (большая) часть современной Азово-Кубанской впадины представляла собою в олигоцене зону относительных поднятий по отношению к Ставрополью и юго-восточным Ергеням, которые представляли собою участки относительных опусканий. Таким образом, геотектонический режим в олигоценовое время на описываемой территории был противоположен тому, который мы наблюдаем в настоящее время. Наиболее прогнутая часть Предкавказья, как это указывалось нами в 1950 г. (Ставропольско-Ергенинская синеклиза), приурочивалась к местам, где в данный момент располагаются наиболее приподнятые зоны (Ставрополье и Ергени), в то время как область относительных поднятий находилась в зоне современных опусканий (северная часть Азово-Кубанской впадины).

В конце первой половины миоцена в Ергенях и в конце второй половины миоцена в Ставрополье преимущественное значение получают восходящие движения, продолжающиеся в названных областях и доныне*. В то же время северная часть Азово-Кубанской впадины (как, конечно, и южная) продолжает сохранять отрицательный характер своих движений.

---

* Данные повторных нивелировок 1929 и 1946—1948 гг. показывают, что Ставрополье в настоящее время испытывает, по Н. И. Цибовскому, дифференцированное опускание. К. П.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в миоцене происходили важнейшие изменения в геотектоническом режиме описываемой территории.

Область относительных поднятий (северная часть Азово-Кубанской впадины) превратилась в зону опусканий, а зона относительных опусканий (Ставрополье и Ергени) превратилась в зону поднятий. Указанный характер миоценовых движений наметил рисунок современной геотектонической конфигурации западного и центрального Предкавказья в том числе Азово-Кубанской впадины и возвышенности южных и центральных Ергеней.

В течение всего последующего периода в южных Ергенях и Ставрополье продолжаются процессы воздыманий (сопровождающиеся образованием разрозненных куполовидных поднятий), в результате чего они превратились не только в тектонические, но и в крупные орографические поднятия западного и центрального Предкавказья.

С этими же поднятиями южных Ергеней и Ставрополья связано образование и восточных синклиналей: Придонской, Приманычской (восточная часть Манычей) и Прикубанской, обращенных к Азово-Кубанской впадине.

В самой впадине непрерывно продолжающиеся и в послемиоценовый период процессы опусканий особенно усилились в послепонтическое время. Это повело к накоплению значительной толщи средне- и верхнеплиоценовых отложений, мощность которых постепенно возрастает от первых десятков до 500 и более метров в направлении от периферических зон впадины к ее наиболее прогнутой зоне.

Подобные особенности надпонтической толщи и участие понтических пород в строении восточных синклиналей и поднятий западных Ергеней (Каменнобалковское, Черноземельское) свидетельствуют, по нашему мнению, о том, что создание современной структуры западного и центрального Предкавказья, в том числе Азово-Кубанской впадины и возвышенности южных и центральных Ергеней протекало в значительной мере в послепонтическое время.

Это положение полностью подтверждается послеапшеронскими поднятиями южных Ергеней (Г. Н. Родзянко),

такими же поднятиями Ставрополья (С. А. Гатуев) и наличием продолжающихся опусканий в низовьях р. Кубани в течение всего четвертичного времени (Г. Ф. Мирчинк).

Таким образом, Ергени и Ставрополье, которые мы все привыкли рассматривать как зоны древних поднятий, в действительности большую часть своей третичной (а Ергени и верхнемеловой) истории представляли собой области опусканий, развивавшихся на дислоцированном платформенном основании (синеклизы). Лишь сравнительно в совсем недавнее время дальнейшее развитие их получило иное направление, и они оформились в системы поднятий, несколько разновозрастные и как бы разобщенные депрессией Манычей, восточная часть которой сохранила нисходящий характер своих движений и в третичное время.

Изложенные соображения позволяют нам теперь, как и ранее (1951), говорить о том, что обширная депрессия западного и центрального Предкавказья (Предкавказский, альпийский, краевой прогиб, согласно Н. С. Шатскому и М. В. Муратову) возникла в предаптское время. Однако основные современные структуры этой территории (Азово-Кубанская впадина, Придонская, Приманычская и Прикубанская синклинали, Южноергенинский и Ставропольский антиклиналы) наметились только в миоценовый период и окончательно сформировались лишь в послепонтическую эпоху.

В заключение отметим, что остается еще не расшифрованной зона наибольших погружений Азово-Кубанской впадины, расположенная вдоль Кубани, история которой связывается с более ранними этапами жизни Кавказа.

V. ТЕКТОНИКА

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ КАВКАЗА

В тектоническом отношении Кавказ представляет сложную систему разновозрастных складок в общем северо-западного простирания, разбитых продольными разрывами на вытянутые в указанном направлении глыбы. Последние (глыбы) проявляются в течение всей геологической истории Кавказа, причем доказывается, что во всяком случае с палеозоя и по четвертичное время включительно происходят самостоятельные вертикальные движения с переменным знаком. Начиная с конца (?) палеогена, в области Большого и Малого Кавказа происходят преимущественно поднятия, притом неравномерные.

Структурное районирование Кавказа производилось неоднократно. Первая схема структурных зон Кавказа, основанная на новейших данных, полученных в начале советского периода изучения Кавказа, была составлена В. П. Ренгартеном в 1926 г. и с небольшими изменениями она была повторена им в 1928 и 1939 гг. В этой схеме автор стремился отразить совокупное воздействие различных факторов, которые при наложении не всегда давали хорошее совпадение границ.

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

этапах исследования Кавказа схемы других авторов (В. В. Белоусова, М. В. Муратова, К. Н. Паффенгольца, В. Е. Хаина и др.), из которых наиболее поздней является схема В. Е. Хаина (1949), впоследствии (1953) им несколько видоизмененная.

Эта схема, по принципу составления правильная, нуждается ныне в дополнениях и уточнениях в связи с большим количеством новых данных, полученных за последние годы.

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

Последний фактор для целей районирования является наиболее условным, так как на Кавказе процессы складчатости (орогенические фазы) протекали многократно, на протяжении от докембрия до плиоцена включительно; особенно многочисленными они были в течение всего третичного периода.

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

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

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

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

Необходимо еще подчеркнуть, что излишняя детализация тектонической схемы затруднила бы пользование ею (а все схемы должны служить как раз обратной цели) и в конце концов она оказалась бы более сложной (загруженной), чем геологическая карта, являющаяся исходной основой для тектонических схем различных концепций.

В связи с вышеизложенным, на Кавказе различаются следующие шесть крупных структурных комплексов (см. схему на рис. 28), расчленяющихся, в свою очередь, на ряд зон (и элементов).

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

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

III. Большой Кавказ (антиклинорий).

IV. Рионо-Куринская депрессия (межгорный прогиб).

V. Малый Кавказ (антиклинорий).

VI. Депрессия среднего течения р. Аракс. Северный край Анатолийско-Иранского межгорного прогиба.

I. **Ергенинское плато** сложено в основном лессовидными суглинками водоразделов, из-под которых лишь местами по оврагам обнажаются верхнеплиоценовые пески так называемой ергенинской серии. В связи с решением проблем Большого Донбасса и Волго-Дона на этой территории в последние годы был произведен большой комплекс геолого-разведочных работ, материал которых показал, что здесь, под сравнительно маломощным чехлом мезокайнозойских отложений, протягивается погребенный складчатый Донбасс.

Под Ергенинским плато выявлен целый ряд погребенных структур пород каменноугольного возраста. По данным геофизических исследований и опорного бурения, сюда протяги-

ваются из районов открытого Донбасса следующие структуры с юго-запада на северо-восток: 1 — Вторая южная синклиналь, 2 — Вторая южная антиклиналь, 3 — Первая южная синклиналь, 4 — Первая южная антиклиналь, 5 — Шахтинская синклиналь, 6 — Главная Донецкая антиклиналь (проходящая предположительно через ж.-д. ст. Куберле), 7 — Садкинская синклиналь*, 8 — северная полоса мелкой складчатости.

Подмечено общее соответствие структурных форм карбона и третичных отложений, но разнящихся, конечно, в деталях. Мезокайнозойская структура характеризуется брахискладчатыми формами. Отдельные складки расположены либо цепочками, либо кулисообразно и вытянуты в общем с востока—юго-востока на запад—северо-запад, соответственно с общим простиранием зоны.

Эта зона погребенных структур отчетливо прослежена буровыми и геофизическими работами далее к юго-востоку, в район северо-западной части Прикаспийской низменности. Здесь в состав антиклинальной зоны входят Промысловская, Каспийская, Можарская, Бузгинская, Богородская, Белоглинская, Ремонтнинская и другие антиклинали. Выявлен также в этой зоне ряд второстепенных брахиантиклинальных складок.

Шарниры крупных складок поднимаются к западу—северо-западу, причем длина области поднятия шарнира (Промысловская — Ремонтная) равна примерно 300—350 км (С. С. Шульц, 1955).

Эта зона прослежена геофизическими исследованиями через северную часть Каспия далее к востоку, где она соответствует грандиозной Центральной Арало-Каспийской антиклинальной зоне пологих складок мезокайнозойского возраста, установленной С. С. Шульцем (1955). Интересно отметить, что в мелководной части Каспия проходит область погружения шарнира зоны, вновь поднимающегося на восточном берегу Каспия.

---

* Эта синклиналь, по Н. И. Цибовскому, замыкается, как таковая, в районе Северного Донца и Россоши. К.П.

Далее следует отметить вывод упомянутого автора, основанный на структурно-фациальном анализе, что не только крупные структуры зоны Прикаспия, но и отдельные складки формировались здесь длительно и одновременно с аккумуляцией слагающих эти складки мезокайнозойских отложений.

В пределах восточного Донбасса А. Я. Дубинским установлен характер перехода складчатого Донбасса в его приплатформенную область. Переход этот осуществляется по линии огромного нарушения, которое упомянутый автор предложил называть Главным Северным надвигом Донбасса; стратиграфическая амплитуда этого нарушения на меридиане Белой Калитвы достигает 4—4,5 км, поскольку в зоне надвига соприкасаются породы свиты C_2^{3-4} среднего карбона висячего крыла и отложения нижней перми лежачего крыла.

Протягиваясь вдоль всей северной окраины Донецкой складчатой системы, этот надвиг, вместе с расположенным в его висячем крыле Северодонецким поднятием кристаллического фундамента бассейна, видимо, представляет какое-то глубокое нарушение последнего.

В настоящее время зону Главного надвига по геологическим и геофизическим данным можно проследить южнее Ворошиловграда, севернее Каменска, Белой Калитвы, Тацинской, Котельникова и южнее Астрахани.

Большой Донбасс представляет верхнепалеозойский передовой прогиб, развивавшийся на складчатом основании среднепалеозойской Кавказской геосинклинали, на северной окраине средиземноморской геосинклинальной области в течение карбона и перми.

К западу он увязывается с западно-европейскими герцинидами; к востоку эта же грандиозная складчатая система протягивается в Закаспий, на что указывает анализ фаций, а также зон метаморфизма пород верхнего палеозоя, изученных А. Я. Дубинским по кернам глубоких скважин восточной части Большого Донбасса, а также Астрахани и Джаная.

К западному берегу Каспийского моря подходят следующие основные тектонические элементы Донбасса (считая с севера на юг).

1. Зона складок Северодонецкого поднятия и сопряженная с ним линия Главного северного надвига Донбасса.

2. Линия Главной донецкой антиклинали.

3. Линия Азовского сводового поднятия.

На восточном побережье Каспия, где палеозойское основание является глубоко погруженным, указанная зона соответствует в пространстве «северной субширотной зоне закаспийских герцинид» А. Л. Яншина, которой он придавал значение внутренней геосинклинальной зоны. Главная Донецкая антиклиналь соответствует в Закаспии Главной Мангышлакской антиклинали, развивавшейся, по указанному автору, на месте Мангышлакского «межгорного прогиба».

II. **Предкавказье.** Комплекс Предкавказья ограничен на севере долиной Манычей, а на юге южной границей эпигерцинской (скифской) платформы, хорошо обрисовывающейся на многочисленных геологических разрезах. Протягивается эта граница от Анапы на западе до Апшерона на востоке, проходя по южному краю северокавказской моноклинали, через Орджоникидзе и предгорья Дагестана.

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

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

Ставропольское поднятие представляет весьма широкую и пологую складку, осложненную рядом второстепенных (углы падения третичных отложений — минуты и доли градуса). Азово-Кубанская и Терско-Кумская впадины представляют весьма пологие, резко асимметричные синклинальные погружения близширотного направления, почти соединяющиеся друг с другом и соответственно расширяющиеся к западу и востоку.

4. Таманская зона является связующей (переходной) между Азово-Кубанской впадиной и комплексом Большого Кавказа. Сложена она слабо дислоцированными третичными отложениями. Эти складки протягиваются вдоль предгорий к западу в район Таманского и Керченского полуостровов, где преобладают различно ориентированные брахискладки. Часть складок к востоку от Тамани заворачивает к юго-западу, оконтуривая западное окончание Главного хребта.

К ядрам многих брахиантиклиналей Таманского полуострова, видимо осложненных разрывами, приурочены грязевые вулканы. Некоторые складки диапирового типа.

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

Верхняя юра, валанжин и верхний мел выражены в известняковой фации, а остальные горизонты нижнего мела представлены грубообломочными терригенными осадками. Фации третичных отложений характеризуются большим разнообразием.

Тектоническое строение зоны спокойное, однако при общем моноклинальном залегании пород намечаются складки, имеющие тенденцию к опрокидыванию в юго-западном направлении.

Представление об осложнениях тектоники южного края этой переходной между платформой и геосинклиналью зоны дают прилагаемые разрезы Абинского района, составленные Н. Т. Наумовой по данным буровых скважин (рис. 29 и 30).

На этих детальных разрезах отчетливо констатируется наличие крупной орогенической фазы на границе эоцена и олигоцена, а затем после майкопа.

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

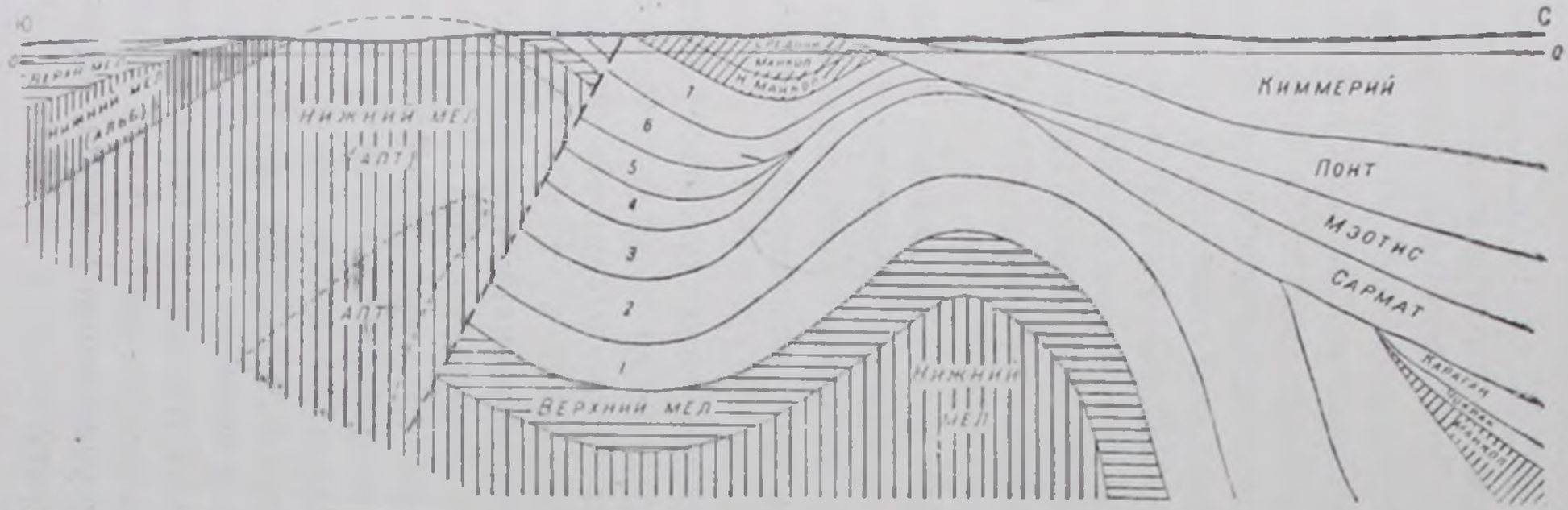


Рис. 29. Геологический разрез Абинской нефтеносной площади. Составила Н. Т. Наумова (1954); 1—эльбурганская свита. 2 свита горячего ключа, 3—абазинская свита, 4—кутаисская свита, 5—калужская свита, 6—хадыженская свита, 7—белоглинская (белая) свита.

5. Северокавказская моноклиналь расположена к югу от Ставропольского поднятия, протягиваясь от верховьев р. Белой на западе до р. Ардона на востоке. Эта моноклиналь в районе к югу от станицы Невинномысской примыкает к Ставропольской антиклинали посредством второстепенной синклинали общекавказского направления. В пределах моноклинали залегают весьма полого не только породы третичного разреза, но и меловые и юрские; общий уклон к северу — северо-востоку, наблюдаются малоамплитудные сбросы.

Вдоль южной границы моноклинали протягивается зона крупнейших разломов в палеозойском субстрате.

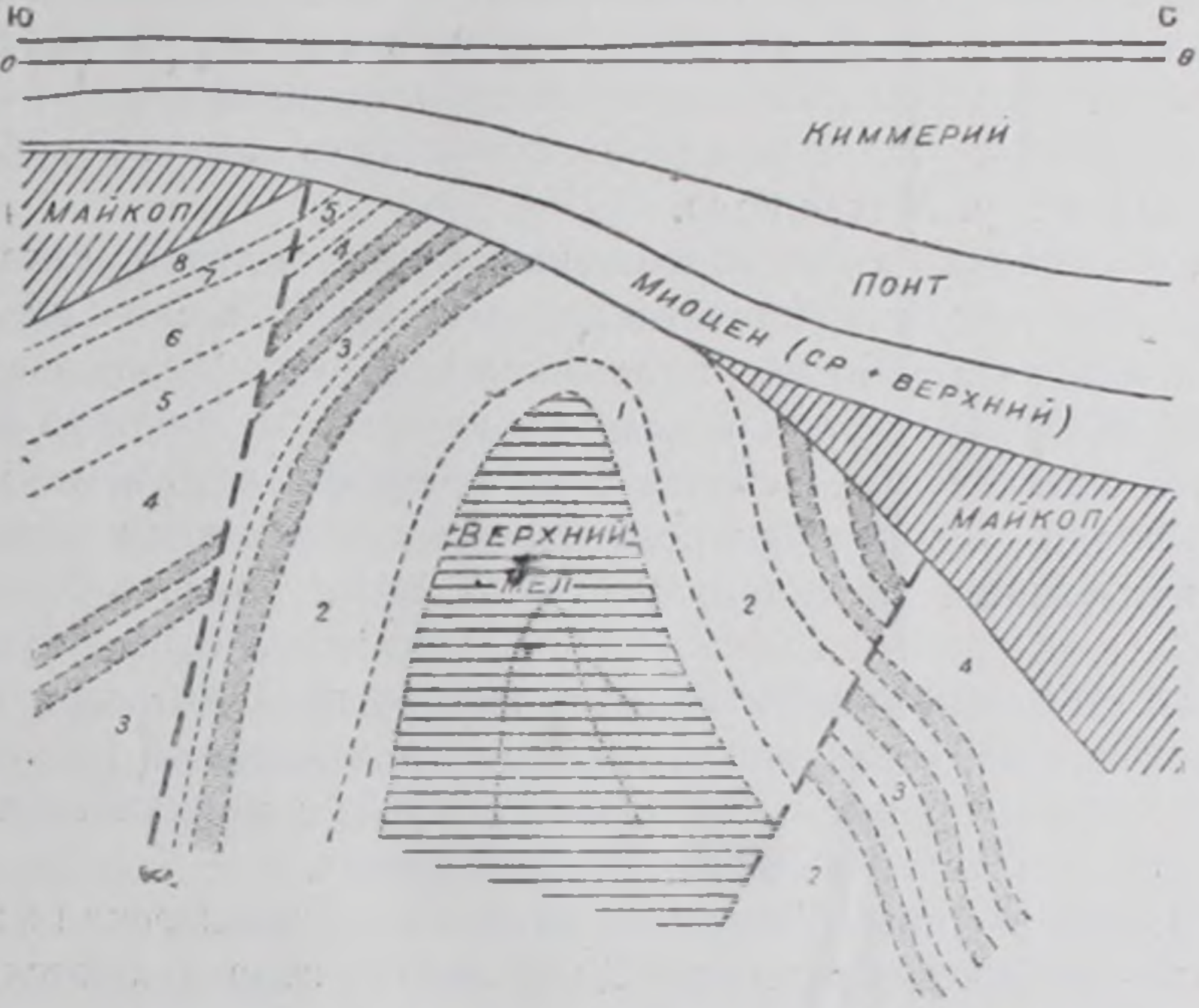


Рис. 30. Геологический разрез Абинского района. Составила Н. Т. Наумова (1954):
1—эльбурганская свита, 2—свита горячего ключа, 3—абазинская свита, 4—кутаисская свита, 5—калужская свита, 6—хадыженская свита, 7—кумская свита, 8—белоглинская (белая) свита.

6. Терско-Сунженская зона складок располагается к востоку—юго-востоку от Северокавказской моноклинали и является связующей между Терско-Кумской впади-

ной и комплексом Большого Кавказа; сложена третичными отложениями. К северу от Терского и Сунженского хребтов предполагается наличие погребенных складок. Некоторые исследователи полагают, что эти цепи складок и сопровождающие их разломы представляют начало повторного взламывания субстрата по старым линиям структур. Некоторые складки этой зоны протягиваются в пределы комплекса Большого Кавказа, почему южная граница зоны является здесь в некоторой степени условной.

Терско-Сунженская зона складок протягивается без перерыва далее к юго-востоку вдоль Дагестанского побережья Каспия. Здесь складки также развиты главным образом в покрове третичных отложений; подстилающий же их меловой и юрский субстрат дислоцирован, судя по профилям В. Д. Голубятникова, более или менее интенсивно лишь в районе р. Сулак и гор. Махач-кала.

Со складчатостью Предкавказья, несомненно, связана складчатость Крыма, представляющего крупное сложное антиклинальное поднятие, напоминающее Северокавказскую моноклиналь. В тектоническом развитии обеих областей имеются сходные черты, складчатость их оформилась в мезозое.

Складки Керченского полуострова, осложняющие восточное погружение антиклинального поднятия Горного Крыма, подобны складкам вышеописанной Таманской зоны. Вдоль южной опущенной части Горного Крыма проходит зона разломов, видимо, отвечающая границе эпигерцинской платформы с мобильной зоной Кавказского хребта; подвижками по ним обусловлены Крымские землетрясения.

Вышеописанные Таманская зона, Северокавказская моноклиналь и Терско-Сунженско-Дагестанская зона являются переходными зонами между Северокавказской платформой и геосинклиналью Большого Кавказа. При этом следует отметить следующие их характерные особенности: вдоль южного края Северокавказской моноклинали взламывание субстрата шло «за счет» всего комплекса пород Большого Кавказа, а к востоку и западу от нее (начиная от концевых частей моноклинали) происходило также и смятие субстрата платфор-

мы, сопровождавшееся образованием покровных складок в третичных и частью в меловых и юрских образованиях.

Предкавказье в целом представляет собою типичную молодую платформу, сложенную интенсивно дислоцированным герцинским основанием и спокойно, в общем, залегающим мезокайнозойским чехлом, осложненным весьма пологими брахискладками.

Эта молодая платформа возникла и формировалась в зоне сочленения Кавказской геосинклинали с краевой зоной Русской платформы, почему оказалась вовлеченной в систему краевого прогиба.

Домезозойский складчатый фундамент Предкавказья сложен архейскими гранито-гнейсами Азовского сводового поднятия и породами девонской и каменноугольной систем, в разной степени метаморфизованными.

Мезозойские и кайнозойские отложения на большей части Предкавказья представлены аптом и альбом, верхним мелом, третичными и четвертичными породами. Из более древних образований мезозоя известны осадки юры и триаса, слагающие уже северные предгорья Кавказа. Наиболее древними членами мезозойского комплекса, из числа известных в центральном Предкавказье, являются отложения титона и неокома, вскрытые в Нагутской скважине в районе Минеральных Вод.

Мощности отложений мела и третичной системы закономерно уменьшаются к северу; наибольшие мощности этих осадков фиксированы вдоль южного края зоны,— вдоль оси намечающегося предгорного прогиба.

О строении фундамента Предкавказья раньше можно было высказывать лишь различные предположения, базировавшиеся на региональных данных. Только в последние годы, после получения материалов широко развернувшегося на указанной территории глубокого бурения, можно было нарисовать истинную картину строения этой интереснейшей зоны Средиземноморского орогена.

Опорные буровые скважины показали, что домезозойский складчатый фундамент Предкавказья и прилегающего

к нему с севера восточного продолжения Большого Донбасса сложен породами следующего возраста.

В Ростовской и Каяловской скважинах (520—620 м) встречены гранито-гнейсы днепровской формации нижнего архея; в Нагутской скважине ниже глубины 2000 м вскрыты «красные» граниты и темные сланцы и песчаники среднего палеозоя Северного Кавказа; в забое Невинномысской скважины (ниже 1479 м) вскрыты пестроцветные филлиты девона, а в скважинах Выселковской, Ново-Минской, Ейской, Песчанокопской, Ипатовской и Сенгилеевской — на глубинах 1300—1500 м — глинистые сланцы, филлиты, кварцитовидные песчаники и известняки карбона.

Все породы метаморфизованы и обычно интенсивно дислоцированы (в скважинах — Ипатовской, Песчанокопской, Выселковской, Невинномысской). Магматические жильные тела основного состава известны в Ипатовской и Выселковской скважинах. Существенная метаморфизация пород фундамента фиксируется по скважинам Ново-Минской, Песчанокопской, Ипатовской, уменьшаясь к югу в скважинах Сенгилеевских и Выселковской.

В скважинах Астраханской, Джанайской, Куберлинских и Белоглинских вскрыты верхнепалеозойские отложения, причем в первой — фаунистически охарактеризованные артинские и кунгурские слои, в Джанайской — песчаники и сланцы верхнего карбона или нижней перми, а в остальных скважинах вскрыты обычные для Донбасса сланцы, песчаники и известняки (Куберле) верхов среднего — низов верхнего карбона. Все породы, исключая вскрытые в Астрахани, метаморфизованы и без исключения дислоцированы.

Главным элементом домезозойской складчатой структуры Предкавказья является восточное продолжение Азовского сводового поднятия. Последнее, погружающееся к востоку — юго-востоку, обусловило отделение, начиная с верхней перми,— нижнего мезозоя, северной и южной ветвей некогда единой донецкой складчатой системы.

Ставропольское поднятие считалось до последнего времени субмеридиональным, в то время как все структуры на нем выявленные имеют почти широтное и общекавказское

направление. Сложено оно, по данным буровых скважин, породами карбона (существенно метаморфизованными и интенсивно дислоцированными) и представляет собою периферическую часть складчатой системы, примыкающей к Большому Донбассу, его южное, высоко приподнятое крыло. Южная же часть поднятия, ближе к Кавказу, является переработанной геоантиклинальной зоной среднепалеозойской складчатости.

Ставропольское поднятие раньше соединяли с Дзирульским массивом, ныне А. Я. Дубинский считает возможным искать его продолжение западнее, в районе Сухуми, Нового Афона. По нашим данным, на основании анализа геологических разрезов, упомянутые поднятия соединять нельзя, так как между собою они не связаны и геологическая история их разная (на Дзирульском массиве разрез начинается лишь со среднего лейаса).

Весьма интересные данные о положении северной границы Азово-Кубанской впадины получены Г. Н. Родзянко, обработавшим материал опорных скважин на этой территории. Северная граница Азово-Кубанской впадины раньше проводилась по широте Ейска, считая, что по этому направлению располагается погребенное северо-западное продолжение Ставропольского поднятия. На основании данных опорного бурения, Г. Н. Родзянко доказывает, что эта граница находится далеко по правобережью Дона, третичная моноклиналь которого является северным крылом этой структуры.

Таким образом, Азово-Кубанская депрессия распространяется, по упомянутому автору, от северо-западного Кавказа на юге до Донецкого кряжа на севере; разрасталась она во времени в сторону платформы. Сложена она породами третичного и четвертичного возрастов.

Северное крыло Азово-Кубанской впадины является весьма протяженным и пологим, с углами падения не свыше долей градуса, т. е. представляет собою типичный платформенный склон. Зона наибольших погружений (предгорный прогиб) резко смещена к югу и располагается вдоль Кубани, в основании третичной моноклинали северо-западного Кавказа. В зоне наибольших погружений точно датированные

среднесарматские слои опущены на глубину свыше 2000 м (Шенджийская скважина); ширина зоны небольшая, северная граница ее не достигает станицы Тимошевской.

Вся впадина в целом, особенно ее восточная часть, осложнена платформенными структурами второго порядка — пологими поднятиями и мульдами различных размеров, иногда значительных, выявленными геофизическими исследованиями и еще не проверенными буровыми работами. Эти второстепенные структуры имеют общее почти широтное направление: наличие поперечного (меридионального поднятия — антеклизы), пересекающего всю впадину с юга на север (от Майкопа до ж.-д. ст. Кущевка), принимаемого некоторыми исследователями, Г. Н. Родзянко полностью отвергает.

Терско-Кумская впадина имеет строение, аналогичное с Азово-Кубанской; северная граница ее также выдвинута далеко к северу, за линию восточного Маныча.

Важные данные получены в последние годы при геолого-разведочных работах вдоль южного края Терско-Кумской впадины.

В послевоенные годы вся площадь Затеречной и Терско-Сулакской равнин была покрыта сейсмическими исследованиями, показавшими, что ранее предполагавшихся крупных погребенных кряжей в пределах этих равнин нет и что установленные прежде гравиметрические аномалии связаны не с ними.

Для всей территории Затеречной равнины сейсмическими исследованиями устанавливается спокойное пологое моноклинальное залегание пород с постепенным их воздыманием к северу. Лишь на отдельных участках отмечаются незначительные террасовидные структурные формы. Своеобразен район гор. Моздока, где моноклиналь осложнена структурным выступом.

Незначительные по амплитуде куполовидные поднятия характерны только для северо-западной части северного склона прогиба, к востоку от гор. Буденновска, что подтверждается и электроразведкой. Эти поднятия связаны с восточной краевой затухающей частью Ставропольской складчатой зоны.

Так называемый Кумо-Сулакский сброс, рассекающий равнину в северо-западном—юго-восточном направлении, с которыми, якобы, связана полоса выходов газа, сейсмическими исследованиями не подтверждается.

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

Предгорный прогиб, отделяющий передовую складчатость от Затеречной моноклинали, не представляет собой единого целого прогиба. В Присулакской низменности его ось смещена к югу по сравнению с положением оси в Затеречной равнине.

Присулакский прогиб открывается к Каспийскому морю и в западной своей части, постепенно воздымаясь, отделяется от Затеречного выступом-террасой. Последний, в свою очередь, расчленен на две части: одна из них расположена непосредственно к северу от Червленского поднятия и имеет вид типичной чаши, а вторая (западная) имеет линейный характер; она смещена по отношению к восточной и проходит у подошвы Терского хребта.

Затеречная моноклиналь протягивается в Закумскую равнину, где моноклинальное строение (в восточной части) прослежено до линии Мангышлак-Донбасской складчатости, с которой связаны крупные брахиантиклинальные складки.

Таким образом, никакой прямой связи между дислокациями Терского и Брагунского хребтов и поднятиями Затеречной и Закумской равнин нет.

Предкавказский краевой прогиб возник еще в предапт-ское время, однако основные структуры этой территории обозначались только в миоценовый период и окончательно сформировались лишь в послепонтическую эпоху.

III. Большой Кавказ представляет собою складчатую область с ярко выраженными геосинклинальными тенденциями, проявлявшимися в течение юры, мела и нижнего палеогена. Начиная с конца палеогена в большей части зоны берут верх геоантиклинальные тенденции. В. В. Белоусов считает, на основании анализа мощностей юрских, меловых и эоценовых отложений, что здесь существовала, кроме главной гео-

синклинали с накоплением флишевых осадков, еще вторая, северная геосинклиналь, ось которой проходила приблизительно на широте гор. Орджоникидзе.

Комплекс Большого Кавказа представляет сложное складчато-горстовое поднятие, местами имеющее веерообразное строение и расчленяющееся на ряд зон, довольно резко разнящихся друг от друга. Протягиваясь от Анапы и Новороссийска до Апшерона, полоса имеет довольно постоянную ширину, равную 90—100 км; лишь в районе Дагестана она достигает 180 км за счет присоединения так называемого «Дагестанского клина».

С северной стороны комплекс ограничен вышеуказанной южной границей эпигерцинской платформы*, а с южной — виргационной системой крупных разломов с надвиганием горных масс к югу (плоскости надвигов падают под крутыми углами на север).

В составе комплекса Большого Кавказа нами выделяются следующие девять зон, обладающих резкими индивидуальными чертами: 7—8 — центральное поднятие Главного хребта (восточная и западная части), 9 — глыбово-складчатая зона Передового хребта (центральной части северного склона Главного хребта), 10 — восточная часть северного склона Главного хребта, 11 — зона северного Дагестана («Дагестанский клин»), 12—13 — зоны южного склона Главного хребта (восточная и западная части), 14 — Кахетинско-Нухинско-Вандамская зона, 15 — зона погружения западной части Главного хребта, 16 — зона погружения восточной части Главного хребта.

Некоторые структурные зоны представляют самостоятельные горстовые поднятия, местами веерообразного строения.

Из рассмотрения разрезов отчетливо явствует значительно более спокойный характер тектоники Малого Кавказа по сравнению с Большим Кавказом и точно обрисовывается северный край мобильной зоны Кавказского хребта.

---

* Вернее границей „мобильной зоны" Кавказского хребта. К.П.

7. Западная часть центрального поднятия Главного хребта. Западная часть этой крупной геологической структуры зародилась в верхнем палеозое; сложена она доверхнепалеозойскими интрузивными породами, глубоко метаморфизованными кристаллическими сланцами нижнего (?) палеозоя и докембрия, а также частично аспидными сланцами лейаса.

Границы ее с севера и юга являются тектоническими, причем южная граница представлена крупным, регионального характера надвигом кристаллического ядра Главного хребта на глинистые сланцы лейаса.

Связывая между собою уцелевшие от эрозии участки аспидных сланцев лейаса, удается восстановить некоторые составные структурные части зоны. Таковыми являются крупные Тебердинско-Эльбрусская и Мамисонско-Казбекская антиклинали и расположенная между ними крупная, осложненная разрывами Домбай-Ульгенская синклиналь общекавказского простирания. Все они выявляют общее воздымание по линии, проходящей по высочайшим вершинам — Ушбе и Эльбрусу, и погружение как в северо-западном, так и юго-восточном направлениях.

По северо-западному склону Эльбруса, несколько южнее границы зоны центрального поднятия и глыбово-складчатой зоны Передового хребта, К. Н. Паффенгольц летом 1954 г. констатировал крупный сброс юго-восточного направления. Проходит он через перевал Балк-баши (3664 м) из верховья р. Малки в правую вершину р. Бий-тык-тюбю (система р. Кубани); плоскость его падает круто на север, амплитуда свыше 1 км. Поднято северное крыло («граниты Главного хребта»), опущено южное — сложенное нижней (олигоценовой) вулканогенной толщей Эльбруса (см. рис. 31); возраст нарушения послеолигоценовый. На его продолжении к северо-западу, по правобережью р. Уллу-Хурзук известны выходы небольших интрузивных тел, сложенных породами гранодиоритового типа, а также рудные проявления.

Мамисонско-Казбекская антиклиналь, постепенно погружаясь в юго-восточном направлении, продолжается и дальше Казбека в мощных нижнеюрских отложениях, где она ослож-

нена крупными разрывами, плоскости которых падают как на север, так и на юг.

Все складки, там, где они прослеживаются в нижнеюрских отложениях, являются сильно сжатыми и указывают на тенденцию к общему опрокидыванию на юг всего антиклинория Главного хребта. Кроме того, здесь же уместно отметить, что Мамисонско-Казбекская антиклиналь представляет, по

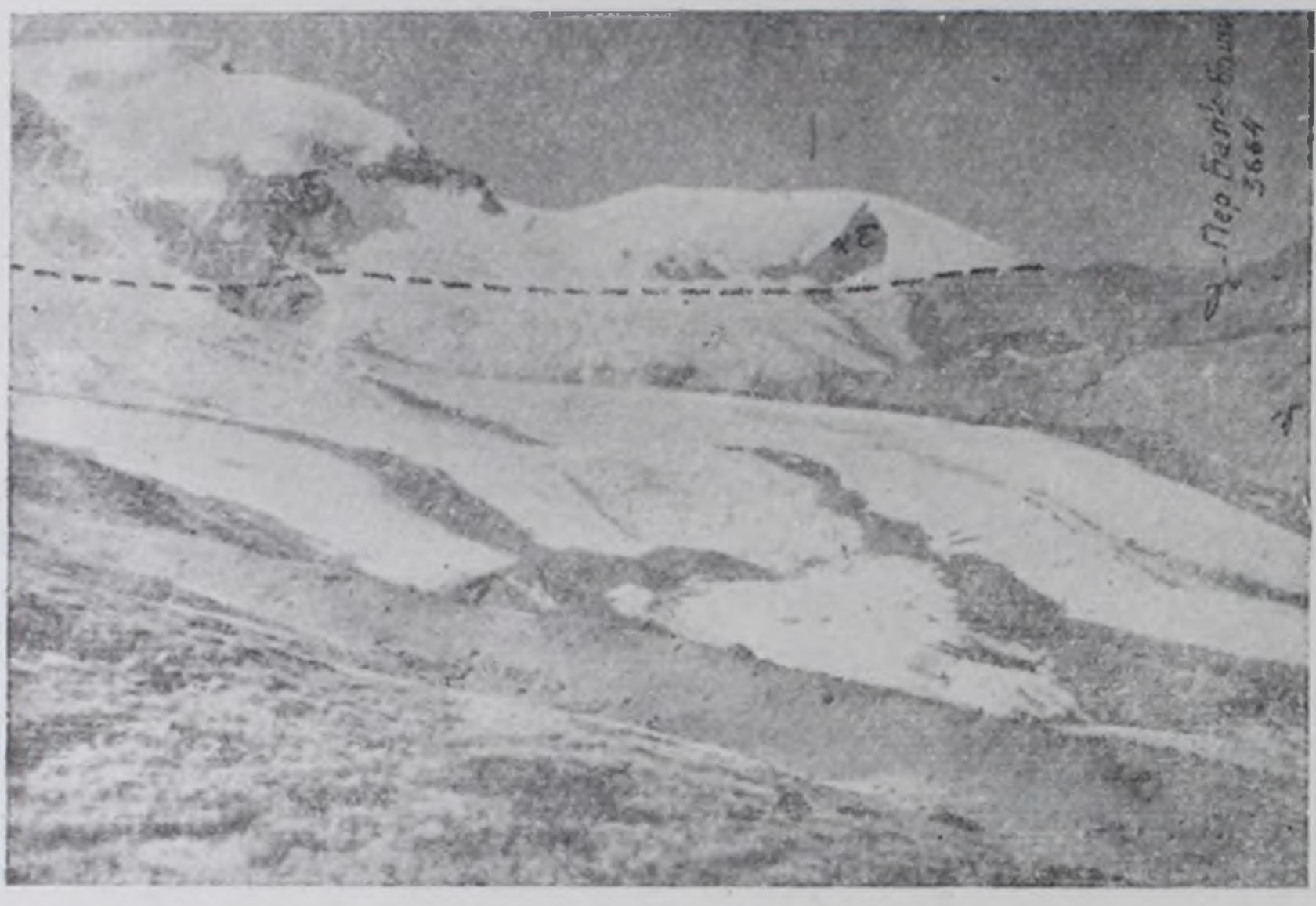


Рис. 31. Северо-западный склон Эльбруса (выступ в верховье ледника Уллу-чиран). По перевалу Балк-баши (3664 м) проходит тектонический контакт между древними гранитами и нижней (третичной) эффузивной толщей Эльбруса. Поднято северное крыло (граниты).

Фото К. Н. Паффенгольца, 1954 г.

Г. М. Ефремову, сочетание трех кулисообразно замещающих друг друга антиклиналей — Санчарской на западе, Ушба-Тетнульдской в центральной части и собственно Мамисонско-Казбекской на востоке. Вторая из них попадает в область максимального воздымания Главного хребта и не так хорошо выражена в природе, как остальные.

Вышеупомянутый главный надвиг южного склона Главного хребта является крупнейшим тектоническим элементом Кавказа; он прослеживается по простиранию на сотни кило-

метров и представляет собою кулисообразное сочетание нескольких разломов надвигового характера, с перемещением масс с севера на юг. Вертикальная и горизонтальная амплитуды надвига около 5 км; средний угол падения плоскости надвига равен 45°.

Возник надвиг еще в верхнем палеозое и с того времени периодически продолжал «оживляться».

8. Восточная часть центрального поднятия Главного хребта представляет непосредственное продолжение западной — от начала погружения в районе Дарьяла — Мамисонско-Казбекской антиклинали.

Эта зона протяжением около 350 км и шириною до 40—50 км представляет собою полосу сплошного развития нижне- и частью среднеюрских песчано-сланцевых толщ; на востоке зона периклинально окаймляется отложениями верхней юры и нижнего мела. Северная и южная границы поднятия являются тектоническими.

В формировании тектонической структуры этой зоны играют ведущую роль два основных литологических комплекса: глинистая толща (до 1500 м) лейаса и песчаниковая свита (до 900 м) байоса, обусловившие местами дисгармоничность их складчатости.

Общее погружение складок в восточном—юго-восточном направлении происходит весьма постепенно вплоть до восточной границы зоны, где погружение ее становится относительно резким.

Простирание складок зоны общекавказское, в южной ее части приближающееся к широтному. Складчатость зоны характеризуется простыми и крупными структурными формами, на фоне которых наблюдается весьма сложная дополнительная гофрировка слоев, сопровождающаяся мелкими, разнообразно 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.

В поперечном сечении зоны поднятия отчетливо устанавливаются во многих разрезах структурные элементы низшего

порядка (антиклинальные поднятия и синклинальные прогибы); некоторые поднятия построены веерообразно.

В структурной схеме Азербайджанской ССР В. Е. Хаина восточная часть вышеописанной центральной зоны поднятия отвечает выделенному упомянутым автором Тфанскому антиклинорию.

9. Глыбово-складчатая зона или «зона Передового хребта». Расположена на северном склоне центральной части Главного хребта, где разделяет центральную зону поднятия и Северокавказскую моноклиналь. Длина зоны около 200 км; к востоку по правобережью Баксана и Чегема она выклинивается (тектонически), к западу же постепенно расширяется до 20 км и в районе водораздела рр. Лабы и Белой сочленяется с зоной западного погружения Главного хребта.

Сложена зона в основном отложениями среднего и частично верхнего палеозоя; кроме того, здесь сохранились в виде тектонических клиньев нижнепалеозойские метаморфические сланцы, а в исключительных случаях также нижнеюрские осадки.

По данным И. Г. Кузнецова (1951), это одна из наиболее сложно построенных тектонических зон на Северном Кавказе. Слагающие ее формации обнаруживают крутые углы падения, разделены продольными сбросами и слагают обособленные полосы (глыбы) линзообразной формы, разбитые поперечными сбросами. Амплитуды сбросов варьируют от самых ничтожных до многих сотен метров. Весьма разнообразны здесь, как по возрасту так по фациям и составу, изверженные породы.

Простирание разрывов в основном близкое к общему простиранию зоны (запад — северо-западное).

Эта зона представляет ныне предтоарский грабен, в котором сохранились уничтоженные эрозией к северу и югу от него палеозойские осадки, а также послеюрский горст, с которого смыты все юрские осадки*, сохранившиеся от эрозии

---

* По Н. И. Цибовскому останец их имеется к северо-западу от г. Эльбрус; по нему устанавливается относительный подъем Передового хребта в послеюрское время, равный около 600 м. К. П

в смежных зонах. Но И. Г. Кузнецов (1951) доказывает, что подобного рода движения (смена грабенов и горстов) происходили также в течение верхнего палеозоя.

При прослеживании зоны к востоку и западу от Бакса-на свиты нижнего палеозоя, нижнего и среднего карбона и верхнего палеозоя кулисообразно сменяют одна другую, будучи ограничены разрывами. Число разрывов здесь меньше, чем в западной части зоны, но амплитуда их больше. Поверхности разрывов падают довольно круто в северные румбы и по ним северные глыбы надвинуты на южные. По некоторым разрывам (и продольным, и поперечным) наблюдаются дайки магматических пород — гипербазитов, кварцевых порфиров, витрофиров.

Названные породы не одновозрастны, что опять-таки дает основание говорить о движении по разрывам в различные геологические времена.

Таким образом, при формировании описываемой зоны происходили повторные вообще и повторно-встречные, в частности, движения по разрывам в различные геологические периоды; эти глыбовые движения находились в тесной связи с проявлениями вулканизма, что свидетельствует о глубинном характере разломов (проникновение по разрывам ультраосновной магмы).

Эту зону следует рассматривать как особо мобильную зону второго или даже третьего порядка в структуре Большого Кавказа (И. Г. Кузнецов, 1951). Она представляет своего рода шов или стык между смещенными к северу и югу менее подвижными зонами, распадающимися на несравнимо более крупные глыбы.

10. Зона восточной части северного склона Главного хребта. Начинается эта зона у восточного конца глыбово-складчатой зоны (граница тектоническая) и протягивается к востоку через весь центральный Дагестан, отделяя центральную зону поднятия от северного Дагестана («Дагестанского клина»). Длина зоны около 40 км, ширина (средняя) — около 20 км.

Сложена эта зона мощной (около 7 км) толщей литологически разнообразных отложений верхней юры, мела и па-

леогена и сланцево-песчаниковой толщей (около 6 км) аалена-доггера — на востоке.

На западе зона отличается интенсивностью своей дислокации; все тектонические элементы ее слагающие являются особенно сильно сжатыми. В восточной части зоны наблюдаются относительно плавные складки при общем моноклинальном падении отложений аалена на северо-восток. Лишь местами они осложнены второстепенной мелкой складчатостью. Крупных разрывов здесь не констатировано.

Как и в других частях северного склона Большого Кавказа наблюдаемые тектонические формы возникли в результате многих орогенических фаз. Но главным образом тектонические структуры сформировались здесь уже в предкелловейские орогенические фазы. Третичные фазы тектогенеза внесли в эту структуру лишь ряд усложнений, но не смогли ее нацело перестроить.

Вышеуказанная резкая разница в интенсивности дислокации западной части зоны обусловлена ее примыканием в указанном районе к южному краю эпигерцинской платформы, к которой она неоднократно должна была «пристраиваться».

11. Зона северного Дагестана. В северной части Дагестана обособляется область, резко отличающаяся по литологическому и тектоническому строению от более южных частей Дагестана.

Зона северного Дагестана имеет форму сегмента, основание которого протягивается на 240 км, а ширина выступающей части равна около 60 км, почему эта зона известна еще под названием «Дагестанского клина».

Сложена эта зона исключительно карбонатными породами нижнего и верхнего мела и верхней юры, складки которых имеют часто коробчатую форму. Общее направление складок образует широкую дугу, обращенную выпуклостью к Каспийскому морю, принимая местами почти широтное направление. Интенсивность складкообразования закономерно возрастает по направлению с северо-востока на юго-запад.

Антиклинальные складки указанного пояса протягиваются обычно на большие расстояния, имеют коробчатый характер, с широким сводом и крутыми, иногда даже подверну-

тыми крыльями. Они часто осложнены вторичными мелкими складками, ступенчатыми или стулообразными.

Антиклинальные складки разделены обычно широкими и пологими синклиналями. Складки осложнены продольными, реже поперечными разломами незначительной амплитуды, не играющими большой роли в общей тектонике района. Характерной особенностью этой зоны (повторяющейся нередко и в других зонах) является кулисообразное расположение складок одна по отношению к другой.

Складчатая система южного склона Главного хребта резко отграничена от центральной его части вышеупомянутыми надвигами и другими, кулисообразно смещающими друг друга по направлению к востоку — юго-востоку. Южная граница этой системы,— с рионо-куринским комплексом, представляет сложную извилистую линию (см. рис. 28). По своему геологическому строению эта система очень разнообразна и сложна и разделяется на восточную и западную части, которые, в свою очередь, расчленяются на ряд тектонических зон.

В западной части системы южного склона различают (по П. Д. Гамкрелидзе) три подзоны: Абхазскую, Сванетскую и Сухумо-Душетскую.

Восточная часть системы южного склона известна под названием Рачинско-Тианетской зоны и разделяется упомянутым автором на две подзоны (северную и южную).

12. Рачинско-Тианетская зона отделена от соседних зон крупными надвигами (см. рис. 28), заканчиваясь как на северо-запад, так и на юго-восток узкими тектоническими клиньями. Длина ее около 450 км, ширина от 10 до 20 км.

Сложена эта зона мощными нижне- и среднеюрскими глинисто-песчанистыми отложениями в северо-восточной своей части и верхнеюрскими — нижнемеловыми флишевыми образованиями в юго-западной части; соответственно расчленяется на две подзоны — северную и южную, отделяющиеся друг от друга крупной линией надвига.

В северной подзоне в нижне- и среднеюрских отложениях развиты сильно сжатые и опрокинутые на юг изоклинальные

складки. На геологической карте они не вырисовываются ввиду однообразного литологического состава нижнеюрских отложений.

Южная подзона, сложенная верхнеюрскими и нижнемеловыми флишевыми отложениями, насыщена многочисленными, сильно сжатыми, опрокинутыми на юг изоклинальными складками и чешуйчатыми надвигами, направленными с севера на юг. Все они имеют общекавказское простирание и большое линейное протяжение, т. е. являются выражением альпинотипной складчатости.

Наибольшее число складок расположено в районе Военно-Грузинской дороги. В западном и восточном направлении число их все более сокращается и лишь некоторые из них прослеживаются до верховья р. Алазани.

В восточной своей части структура Рачинско-Тианетской зоны является весьма сложной; здесь развиты сильно сжатые изоклинальные складки и наблюдается резкий динамометаморфизм участвующих в этой складчатости пород лейаса. К северо-востоку от гор. Пухи эта зона погружается и тектонически срезается следующей к югу Кахетинско-Вандамской зоной.

Здесь восточное окончание Рачинско-Тианетской зоны отвечает по структурной схеме Азербайджанской ССР В. Е. Хаина, выделенной упомянутым автором, Закатало-Ковдагскому синклинорию.

П. Д. Гамкрелидзе доказывает, что крупный надвиг южного склона (Ильдоканский), проходящий по южному контакту Рачинско-Тианетской зоны, зародился еще во время андской орогенической фазы и в последующие эпохи неоднократно «омолаживался». Есть основание предполагать, что и в настоящее время он продолжает «жить». Надвиг флишевых отложений на третичные не имеет большую горизонтальную амплитуду, но в более древних — верхнеюрских отложениях последняя может достигать нескольких километров. К сожалению, для окончательного разрешения этого вопроса нет достаточных данных.

13. Западная часть складчатой системы южного склона разделяется, как указывалось выше, на три подзоны: Абхазскую, Сванетскую и Сухумско-Душет-

скую; резкой границы между ними провести нельзя, почему показанные на схеме контуры являются условными.

Абхазская подзона характеризуется развитием мощных отложений юры и мела в различных фациях и сравнительно небольшой напряженностью тектонического строения. В южной своей части она постепенно переходит в Сухумско-Душетскую подзону и провести между ними точную границу невозможно. Условная граница может быть намечена по линии Келасурского взброса.

В Абхазской подзоне в одинаковой степени развиты складчатые и разрывные, в основном взбросового характера нарушения. Кроме того, для данной зоны характерно также этажное расположение структур. Так, например, здесь могут быть выделены следующие структурные этажи: доверхнеюрский, допалеогеновый и постпалеогеновый, причем интенсивность складчатости постепенно возрастает сверху вниз, а разрывов — снизу вверх.

Здесь, как и в других зонах складчатой системы южного склона, развиты многочисленные линейно вытянутые, слегка опрокинутые на юг складки общекавказского простирания. Изоклинальные складки наблюдаются только в нижнеюрских глинистых сланцах, в северной — принадвиговой полосе. При всем этом по всей зоне фиксируется расхождение в направлениях доверхнеюрских и постмеловых складок и в этом отношении она напоминает Сухумско-Душетскую подзону.

В описываемой подзоне установлено большое количество разрывов взбросового характера с перемещением масс как с юга на север, так и с севера на юг; в северной части подзоны — южнее главного надвига, проходит второй крупный надвиг. В целом же Абхазская зона разбита многочисленными разрывами на отдельные ступенчато-расположенные узкие блоки северо-западного — юго-восточного простирания, причем поднятие блоков постепенно убывает с севера на юг.

Сванетская подзона поднятия, расположенная между Рачинско-Тианетской и Абхазской зонами, по своим размерам намного уступает им. На северо-западе она непосредственно соприкасается, по линии главного надвига, с самой приподнятой центральной частью Главного хребта, а с южной — с Су-

хумско-Душетской зоной; здесь ее граница представлена также тектонической линией, проходящей в южном крыле Нижнесванетской антиклинали.

Подзона Сванетского поднятия сложена среднепалеозойскими регионально метаморфизованными мощными (несколько километров) глинистыми сланцами десской свиты, глинистыми сланцами лейаса и средней юры, частично верхнеюрскими флишевыми карбонатными отложениями.

В структурном отношении она является типичным антиклинорием. Здесь выделяются три крупные сильно сжатые антиклинали и три синклинали общекавказского простирания. Из них ведущими структурами являются веерообразные антиклинали Лайла (проходящие по Сванетскому хребту) и Нижнесванетская, в ядрах которой обнажаются среднепалеозойские отложения. Лайлинская и остальные, расположенные к северу от нее, антиклинали в западном направлении постепенно погружаются и уходят под надвинутые на них кристаллические породы Главного хребта. Если допустить, что в этой части надвиг перекрывает вышеназванные складки, то в таком случае горизонтальную амплитуду его следует принять равной 15 км.

В центральной части зоны (г. Лайла) происходит воздымание складок, а в восточной части они, постепенно погружаясь, не продолжаются на восток в Рачинско-Тианетскую зону. Причина такого явления в настоящее время остается невыясненной.

В подзоне Сванетского поднятия установлен только один крупный надвиг, проходящий вдоль южного крыла Нижнесванетской антиклинали. Его северо-западным продолжением условно можно считать второй — южный надвиг Абхазской подзоны.

В целом подзона Сванетского поднятия представляет сильно складчатую высокоприподнятую область, где развит линейный полный тип складчатости и где общее движение масс направлено с севера на юг.

Сухумско-Душетская подзона по своему тектоническому строению и истории развития является сложнейшим и одновременно разнохарактерным геологическим сооружением. Она

сложена юрскими, меловыми и третичными образованиями разной мощности (от нескольких километров до десятков метров), в разнообразных фациях.

По своему тектоническому строению она расчленяется на две крупные части — северную и южную. Северная часть охватывает ту часть подзоны, которая сложена в основном нижнеюрскими глинисто-песчанистыми осадками и байосскими вулканогенными образованиями, а южная — всю остальную, несравненно бо́льшую ее часть. Граница между ними проводится по северному крылу Рачинско-Лечхумской синклинали в восточной части и по эрозионному контакту меловых отложений с юрскими образованиями во всей западной части.

В тектоническом отношении северная подзона характеризуется развитием многочисленных, почти широтного простирания, крупных асимметричных складок. Все складки в западном направлении поочередно уходят под меловые отложения южной подзоны, не показывая признаков затухания. В области приподнятой поперечной полосы — Эльбрус—Ушба—Лайла—Асхи, все подходящие сюда складки воздымаются, а к востоку и к западу от нее — погружаются. При этом складки, расположенные в северной части подзоны, в общем сжаты интенсивнее и больше наклонены к югу.

Наблюдаемые здесь разломы зародились, видимо, во время предбатской орогенической фазы и впоследствии омолаживались. Плоскости разрывов падают большей частью к югу, но местами и в обратном направлении (районы Квайса и г. Чегвала).

Южная часть Сухумско-Душетской подзоны благодаря своему неоднородному тектоническому строению делится на многочисленные, более мелкие геоструктурные единицы, одна часть которых по своим структурным свойствам тяготеет к стабильным, а вторая — к лабильным зонам. В целом же она занимает промежуточное положение между лабильной — складчатой системой южного склона и стабильной зоной — Грузинской глыбой, характеризуясь многоэтажно расположенными структурами.

В западной части подзоны — от Гагра до Мухури—выделяется полоса моноклинально падающих меловых и третичных отложений. Следующим структурным элементом подзоны является сложно построенная Рачинско-Лечхумская синклиналь, переходящая к западу в Лашискельскую синклиналь, опрокинутую к югу.

К югу от Рачинско-Лечхумской синклинали выделяется очень сложный структурный район, охватывающий поднятие г. Асха, всю Окрибу и далее на восток верховье р. Квирилы до Джавского района.

Комплекс г. Асха, сложенный мощными меловыми известняками, является западным продолжением Рачинско-Лечхумской седиментационной зоны. Меловые отложения, образующие здесь пологие волнообразные складки, за исключением краевых его частей, с большим угловым несогласием перекрывают более сильно дислоцированные среднеюрские вулканогенные образования. Для комплекса характерна глыбовая тектоника.

Следующая — Окриба-Джавская область южной подзоны также является сложным геологическим сооружением, где также наглядно фиксируется этажное расположение разновозрастных структур.

Домеловые складки хорошо выделяются в среднеюрских отложениях Ткибульского и Дзмуисского районов, в строении которых меловые отложения не принимают участия. В северо-западной части описываемой области установлена также виргация складок.

Постмеловая складчатость наиболее четко выделяется в западной части этого района, где меловые известняки «комплекса асхи» в северо-восточном направлении, изгибаясь в выгнутую к югу дугообразную антиклиналь, переходят в южное крыло Лечхумской синклинали.

Чрезвычайно сложна тектоника полосы восточного продолжения Рачинско-Лечхумской синклинали от Амбролаури до ущелья р. Паца, которая здесь многочисленными, противоположного движения разломами и мелкими складками разбита на отдельные узкие блоки широтного простирания. Осо-

бого внимания заслуживают два крупных взброса — Хихатский и Поцхревский, имеющие большое протяжение и большие вертикальные амплитуды. В обоих взбросах поднятыми являются южные крылья.

Указанные взбросы, а также и другие известные в этом районе, моложе сармата, так как они смещают и сарматские отложения; зародились же они, видимо, еще в среднеюрское время.

Самая восточная часть южной половины Сухумско-Душетской подзоны занимает небольшой участок территории Грузии между Джава и Душети. Северная ее граница с южной подзоной Рачинско-Тианетской складчатой зоны четко очерчена линией надвига флиша, а южная — с Карталинской (молассовой) зоной — условно может быть намечена по линии Душети — Ленингори — сел. Курта (долина р. Большой Лиахви). Восточное окончание этой части подзоны упирается в зону Кахетинского хребта.

Эта очень узкая часть южной подзоны Сухумско-Душетской зоны, сложенная юрскими, меловыми и в основном третичными отложениями, по существу мало отличается от крайних северных частей Грузинской глыбы. Домеловые и досреднемеловые структуры здесь перекрыты молодыми третичными отложениями. История развития ее показывает, что после батской эпохи она представляла собой кордильеру и таковой оставалась до среднего миоцена, т. е. пока не попала под влияние нисходящих движений северной периферии Грузинской глыбы. В целом эта часть Сухумско-Душетской подзоны находится под сильным влиянием тектонических напряжений Рачинско-Тианетской интенсивно-складчатой зоны.

14. Кахетинско-Нухинско-Вандапская зона. Следующей крупной структурной единицей комплекса южного склона Главного хребта является Кахетинско-Нухинско-Вандамская зона. Протяжение ее около 400 км, при наибольшей ширине до 40 км. Отличается крайне интенсивной дислокацией, при общем движении масс к югу. Может быть расчленена па ряд подзон, отличающихся также геоморфологически. В северо-западном направлении эта зона переходит как в Рачинско-Тианетскую, так и в Сухумско-Душетскую зоны, сопря-

гаясь с ними с помощью сложной системы кулисообразно расположенных сбросов. Эта зона включает на западе зоны Кахетинского хребта и Алазанскую П. Д. Гамкрелидзе, а на востоке отвечает Нухино-Вандамскому антиклинорию и Алазано-Агричайскому синклинорию В. Е. Ханна в его структурной схеме Азербайджанской ССР.

Северная и южная границы зоны являются тектоническими; на юге и юго-востоке граница является несколько условной, проведена через тектонические выходы верхнеюрских известняков у Красных колодцев (Цители-цкаро) и в гребне Бюргуты.

Эта зона сложена в основном меловыми и частью верхнеюрскими и нижнепалеогеновыми отложениями; в сложении северо-западной части зоны (Кахетинский хребет) участвуют также трансгрессивные олигоценовые и миоценовые образования.

В западной своей части структура зоны хорошо вырисовывается в разрезе вдоль Военно-Грузинской дороги; далее к востоку— юго востоку северная ветвь ее погружается (скрыта) под Алазанскую депрессию, а южная ветвь входит в Кахетинский хребет.

Фациально-структурный анализ отложений показывает, что неогеновый период является важным этапом развития Кахетинской подзоны, когда ее юго-западная половина начала интенсивно погружаться, а северо-восточная осталась сушей. После верхнесарматской орофазы ось максимального прогиба перемещается к северо-востоку и весь Кахетинский хребет оказывается опущенным и здесь происходит накопление мощной континентальной свиты циви (мио-плиоценовая конгломератовая свита) и, таким образом, образуется молассовый трог. Впоследствии верхнеплиоценовые тектонические движения вызывают общее поднятие как зоны миоценового погружения, так и смежной с ней полосы послеверхнесарматского прогиба, чем и объясняется двойственное строение Кахетинского хребта (А. И. Джанелидзе, 1950).

По данным того же исследователя, интенсивность складчатости Кахетинского хребта постепенно убывает в юго-во-

сточном направлении и одновременно с этим наблюдается приноравливание меловых складок к юрским.

Однако, если учесть данные, говорящие о том, что в сезеро-западном направлении меловые и нижнепалеогеновые отложения, увеличиваясь в мощности, постепенно переходят в флишевые отложения южной зоны Рачинско-Тианетской складчатой системы, а также и то, что в том же направлении значительно усиливается складчатость, правильнее будет (по П. Д. Гамкрелидзе) считать Кахетинскую зону ответвлением Рачинско-Тианетской интрагеосинклинали.

Предположение, что Кахетинская зона является ответвлением Рачинско-Тианетской интрагеосинклинали, подтверждается еще тем, что складки и надвиги последней непосредственно продолжаются в Кахетинской зоне.

В юго-западной части зоны Кахетинского хребта, помимо опрокинутых на юг сильно сжатых складок, установлены крупные надвиги, направленные с севера на юг (Орхевский и др.).

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

Алазанская подзона морфологически представляет собою обширную депрессию, расположенную между Кахетинским хребтом и южным склоном Кавказского хребта.

Геологическая природа Алазанской подзоны до сего времени не совсем разгадана, и по этому вопросу существуют два совершенно противоположных взгляда. По мнению некоторых исследователей, эта подзона является погруженной частью складчатой системы (т. е. геосинклинали) южного склона Главного хребта, по мнению же других — погруженным консолидированным субстратом северо-западного окончания Азербайджанской глыбы.

В настоящее время нет никаких прямых данных, позволяющих хотя бы в общих чертах обрисовать тектоническое строение и одновременно выявить геотектоническую природу

ее. Однако ряд косвенных данных позволяет внести в этот вопрос некоторую ясность.

Вся Алазанская депрессия выполнена молодыми — четвертичными отложениями и залегающими под ними миоплиоценовыми континентальными образованиями. Распространение этих последних на большой площади здесь в настоящее время хорошо установлено буровыми скважинами. Кроме того, эти отложения сюда непосредственно спускаются с северо-восточного склона Кахетинского хребта.

Новыми исследованиями установлено, что прогибание Алазанской зоны произошло в начале верхнего плиоцена. До этого она находилась выше Кахетинского хребта и всей полосы его юго-восточного продолжения. Выше нами было отмечено, что максимальная зона погружения находилась, в среднем сармате, на южном склоне Кахетинского хребта. Теперь можно сказать, что после нижнего плиоцена эта полоса максимального погружения претерпела миграцию в область Алазанской долины.

Для Алазанской зоны наиболее существенным является вопрос о геологическом строении предверхнеплиоценового субстрата. Для разрешения этого вопроса необходимо рассмотреть ее взаимоотношение с соседними геотектоническими зонами.

Почти всеми исследователями установлено надвигание складчатой системы южного склона Большого Кавказа на Алазанскую депрессию, т. е. граница между ними явно тектоническая. Юго-западная граница Алазанской зоны с Кахетинской зоной нормальная, т. е. крупных тектонических нарушений надвигового характера здесь нет, однако, как выше было отмечено, наблюдается опрокидывание Кахетинской зоны на Алазанскую депрессию, хотя верхнетретичные отложения, имея в области первой большие углы падения, постепенно выполаживаются в сторону второй, а в пределах самой депрессии они залегают почти горизонтально. Одновременно следует заметить, что, как показывает анализ геологической карты, не исключена возможность распространения меловых и нижнепалеогеновых отложений в ее северо-западной (Ахметинский район) части, где наблюдается их постепенное погру-

жение в юго-восточном направлении, под плиоценовые отложения.

Интересные данные получены (В. П. Маркевич, 1954) в районах Цители-Калаки и Шираки, где установлен снос терригенного материала олигоценовых и миоценовых отложений со стороны современной Алазанской депрессии и, что главное, продолжение красноколодцевских верхнеюрских известняков в Алазанскую депрессию. Кроме того, геофизическими данными устанавливается погружение под плиоценовые осадки Больших Ширак более плотных пород мезозоя, а возможно и более древних, распространяющихся в область Алазанской долины; это подкрепляется также и направлением осевых линий складок, резко меняющих простирание при обходе более жестких выступов субстрата.

Таким образом, есть полное основание допустить развитие юрских отложений, в том числе верхнеюрских известняков, в юго-восточной части Алазанской долины.

Прежде чем сделать окончательные выводы, рассмотрим еще северо-западное окончание Алазанской депрессии в Ахметинском районе, где она непосредственно соприкасается со складчатой системой южного склона.

Развитые здесь сильно дислоцированные отложения мела и нижнего палеогена непосредственно спускаются в Алазанскую долину и перекрываются четвертичными образованиями, так что есть основание предположить их развитие по крайней мере в западной части депрессии. То же самое наблюдается и с разрывами — надвигами. Однако, как показали новые исследования А. И. Джанелидзе (1950), здесь часть фиксируемых складок, приближаясь к Алазанской долине, встречает препятствия и меняет свое направление на юго-восток. Это явление говорит о том, что меловые отложения и развитые в них складки и надвиги в Алазанскую долину не могут далеко распространяться.

Таким образом, на основании вышеизложенного, можно 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 мощными плиоценовыми отложениями.

К этому следует добавить и то, что Алазанская подзона в своей северо-западной части, по-видимому, захватывает и незначительную часть южной зоны Рачинско-Тианетской складчатой системы и что она (Алазанская подзона) по истории геотектонического развития является продолжением на юго-восток Сухумско-Душетской зоны. В настоящее время Алазанскую подзону следует рассматривать как северо-западный выступ Азербайджанской глыбы (П. Д. Гамкрелидзе, 1951 и А. И. Джанелидзе, 1950).

15. Зона погружения западной части Главного хребта. Восточная граница этой зоны является в известной мере условной; нами она принимается к западу от крайнего выхода гранитов Главного хребта, причем она не может, конечно, являться прямолинейной, так как все структуры этой зоны сопрягаются со всеми тремя восточными зонами Большого Кавказа с помощью разрывов, различно ориентированных и кулисообразно смещающих друг друга.

Эта область, представляющая сравнительно небольшую часть комплекса Большого Кавказа, имеет, конечно, общую с ним геологическую историю. Тектоническое строение этой зоны очень сложно, о чем свидетельствует геологическая карта области и разрезы к ней.

Наиболее подробно вопросы стратиграфии и тектоники северо-западного Кавказа разобраны А. В. Ульяновым (1947).

На основании детальных исследований упомянутый автор выделил здесь ряд зон (подзон), характеризующихся специфическими фациальными и тектоническими особенностями.

Срединное положение в схеме А. В. Ульянова занимает зона Главного хребта, южная граница которой совпадает с крупным разрывом — западным продолжением «надвига Главного хребта». Сложена эта зона всеми горизонтами мезозоя — от нижней юры до верхнего мела включительно; весь комплекс погружается в северо-западном направлении.

Особенностью мезозойских осадков зоны является их значительная мощность и флишевый, местами, характер отложений, свидетельствующие о большой глубине прогиба

геосинклинали указанного времени. Характер тектоники сравнительно спокойный; отмечен ряд довольно крупных антиклиналей и более широких и пологих синклиналей, местами осложненных довольно крупными разрывами. Перемещение горных масс, как правило, происходит в юго-западном направлении.

Вдоль южного склона Главного хребта, в районе Сочи, с востока протягиваются вышеописанные Абхазская и Сухумско-Душетская подзоны (П. Д. Гамкрелидзе). Сухумско-Душетская подзона выклинивается в районе Сочи (уходит в море), а Абхазская подзона прослеживается далее к западу до Анапы, причем до района Туапсе А. В. Ульянов выделяет ее под названием центральной части зоны южного склона, а дальше именует северо-западной частью зоны южного склона.

На отрезке зоны от Сочи до Туапсе развиты породы от нижней юры до палеоцена включительно, но мощность мезозойских отложений, по сравнению с соседними зонами, заметно уменьшается.

Тектоническое строение сложное, благодаря наличию ряда крутых, в большинстве случаев несколько запрокинутых к югу складок. Среди дизъюнктивных дислокаций широко распространены разрывы типа довольно пологих надвигов.

К западу от Туапсе в строении зоны принимают участие отложения от готерива до палеогена включительно; преобладают флишевые образования. Тектоника интенсивная, преобладают разрывы типа надвигов, в складках в подавляющем большинстве случаев полностью или частично отсутствуют их южные крылья. Складки несколько запрокинуты в юго-западном направлении (падение плоскостей надвигов на северо-восток под углом 45°), что говорит о преобладающем перемещении масс в юго-западном направлении.

Вдоль северного склона Главного хребта в пределах выделенной зоны развиты почти исключительно мезозойские отложения от средней (и нижней?) юры до верхнего мела включительно. Заметных перерывов и несогласий не констатировано, мощность отложений значительная. Тектоника интенсивная, складки большей частью сильно сжаты, остры и осложнены разрывами типа надвигов, с перемещением гор-

ных масс в юго-западном направлении. В крайней северо-западной части зоны, в области развития третичных пород, тектоника становится более спокойной, но, наряду с этим, появляются и структуры диапирового типа (Шумайская и Псебайская антиклинали).

16. Зона погружения восточной части Главного хребта. Западная граница этой зоны является довольно условной; проводится нами по линии контактов меловых отложений, которые периклинально опоясывают погружающиеся к востоку — юго-востоку юрские образования.

В западной части зоны наблюдается ряд синклинальных прогибов, разделенных пологими антиклинальными перегибами. Характерны крупные, сильно вытянутые пологие брахисинклинали; роль ведущих малопластичных горизонтов здесь играют карбонатно-флишевые, со значительным участием в их составе известняков, свиты верхнего турона — коньяка (кемчи) и верхнего сенона (агбурунской). Антиклинальные складки длинные, узкие, сложены в ядрах глинистыми толщами нижнего мела. Общее погружение шарниров складок к востоку—юго-востоку идет довольно медленно, особенно у антиклиналей.

Антиклинали северного склона осложнены нередко на крыльях разрывами, плоскости которых падают сравнительно круто на север; движение масс происходит с севера на юг. На южном склоне складчатость становится несколько более сжатой, а южнее Шемахи характер тектоники снова резко меняется: широкие и плоские синклинали, сложенные плиоценовыми отложениями, разделяются узкими антиклиналями палеогена. В целом степень дислоцированности пород западной части описываемой зоны уже заметно меньше таковой сопрягающихся с ней зон центрального поднятия и склонов Большого Кавказа.

Далее к востоку — в пределах Апшерона и к юго-западу от него—тип складчатости меняется, ввиду погружения меловых отложений и развития третичных отложений большой мощности (до 4500 м); мощность же подстилающих их меловых и юрских образований определяется примерно в 8000 м. Таким образом, мощность осадочных отложений в районе Апшерона получается равной около 12—13 км, что указывает на

существовавшую здесь длительно развивавшуюся геосинклиналь, прекрасно обоснованную в свое время И. М. Губкиным (1934).

В восточной части Апшерона наблюдаются лишь пологие антиклинальные складки верхнеплиоценовых отложений с простиранием север — северо-запад — юг — юго-восток; местами складки извилистые, вплоть до полукольцевых (см. карту И. М. Губкина, 1934).

Район к западу и юго-западу от Апшерона характеризуется постепенным погружением меловых ядер антиклиналей и развитием более молодых третичных отложений, причем в ядрах антиклиналей выступают породы палеогена и миоцена. Для этого района весьма характерны диапировые структуры.

Здесь, однако, следует указать, что взгляды на роль диапиризма в строении структур, расположенных на юго-восточном погружении Большого Кавказа, в последние годы, в результате данных разведочного бурения, резко изменились. М. Г. Агабеков (1956), проанализировав литературу по этому вопросу и основываясь на данных бурения, проведенного на структурах, ранее считавшихся диапировыми, и подтвердившего отсутствие ядер протыкания, делает определенный вывод об ошибочности представлений прежних исследователей о проявлении диапиризма в этом районе. Ошибки вызваны неправильным определением стратиграфической последовательности слоев, толкованием оползневых «языков» в качестве тектонических разрывов, а также игнорированием наличия грязевых вулканов.

По направлению к юго-востоку и юго-западу констатируется ослабление тектонических напряжений; густой пучок складок, выходящий из восточного окончания зоны южного склона, постепенно разветвляется, расширяется, теряет свою прямолинейность. Появляется цепь брахиантиклиналей и куполов различно ориентированных, но приобретающих далее к юго-востоку меридиональное направление. Весьма интересны дугообразные изгибы складок, обращенные выпуклостью к югу и на северо-запад.

Общее расположение структурных линий Кабристана ясно обрисовывает их примыкание к погребенным поднятиям

Куринской зоны (см. рис. 28), с севера и запада.

Близ этих поднятий, в южном Кабристане и Сальянском районе тектонические структуры простые, характерны крупные разрывы, простирающиеся параллельно указанным массивам.

Большой интерес представляет выяснение тектонического положения Апшеронского полуострова в системе Большого Кавказа, а также строение подводного продолжения Апшерона (Апшеронского порога).

По данным В. Ф. Соловьева (1954), граница палеозойской платформы (с более молодым чехлом) проходит несколько южнее Красноводска и севернее Апшеронского полуострова. Апшеронский порог является областью сочленения трех структурных элементов: погружения третичной складчатости юго-восточного Кавказа, погружения третичной складчатости Западно-Туркменской депрессии и указанной структуры Красноводского полуострова.

Между краем платформы и северным побережьем Апшеронского полуострова геофизическими исследованиями установлена цепочка антиклинальных структур общекавказского простирания.

Сам же Апшеронский полуостров, по данным В. Е. Хаина, А. Н. Шарданова и др. (1955), располагается в пределах восточного окончания зоны южного склона Большого Кавказа, что явствует и из рассмотрения геологической карты.

Интересные данные по четвертичной истории Апшеронского порога получены М. В. Кленовой (1954). В результате специальных исследований ею установлено, что вдоль указанного порога протягивается бакинская поверхность выравнивания, погрузившаяся в недавнее время. Южный склон Апшеронского порога изрезан долинами, до глубины 200—250 м от современной его поверхности. Очевидно в послебакинское время Апшеронский порог долгое время находился над уровнем моря.

IV. Риони-Куринская депрессия. Расположена между антиклинориями Большого и Малого Кавказа и представляет типичный межгорный прогиб, с мощными разрезами мезокайнозойских отложений, подстилаемых древним жестким суб-

стратом. Последний местами выступает на поверхность (Дзирула, правобережье среднего течения р. Куры) и в свое время испытывал сложные колебательные движения (дифференциальные), обусловившие разнообразие и своеобразие фаций образований мезо-кайнозоя этой зоны. Этот жесткий субстрат со всем комплексом покрывающих его отложений некоторые исследователи именуют «глыбой».

Термин «глыба» был введен в литературу по тектонике Кавказа А. И. Джанелидзе (1953), на основании структурного анализа западной части Рионо-Куринской депрессии. Этим термином упомянутый автор обозначает жесткую массу, разделявшую и разделяющую складчатые сооружения Большого и Малого Кавказа, отличающуюся как меньшей интенсивностью складчатости, так и особым ее типом; здесь местами развита покровная складчатость.

Грузинская глыба с запада в сторону Черного моря предположительно ограничивается, по А. И. Джанелидзе, разрывом, вследствие чего она действительно является глыбой, будучи зажата между зонами Большого и Малого Кавказа.

Разделяется описываемая зона на ряд подзон, хорошо изученных за последние годы геологами Грузии в связи с нефтеносностью этой полосы.

Древний субстрат этого комплекса обнажается в Дзирульском массиве; сложен он допалеозойскими кристаллическими породами и глубоко метаморфизованными кристаллическими сланцами, гнейсами и филлитами. В остальных — погруженных частях глыбы на субстрате с большим угловым и стратиграфическим несогласием залегают маломощные отложения лейаса, средней и частично верхней юры, всего мела, палеогена и сравнительно мощные отложения неогена в платформеноидных фациях.

Северная граница комплекса, как указывалось выше, является сложной (извилистой) и в ряде случаев условной, зато южная ее граница с Аджаро-Триалетской зоной очень наглядно фиксируется в природе как геоморфологически, так и геологически, начиная от побережья Черного моря (около Супса) на западе и кончая Хашми (долина р. Иори) на востоке. Эта почти прямая линия совпадает к западу от Сурами

с линией крупного надвига Аджаро-Триалетской системы, к востоку от Сурами до ж.-д. ст. Дзегви — с долиной р. Куры и в остальной части — с линией надвига миоплиоценовых отложений. Западная граница глыбы проходит в восточной части Черного моря по линии выявленного здесь сброса (А. И. Джанелидзе, 1953). Восточную границу Грузинской глыбы с Азербайджанской глыбой проводят в долине р. Иори по меридиану сел. Патардзеули, где фиксируется резкий поворот складок на юг (так называемый Марткобский выступ).

В пределах территории Грузинской ССР в рионо-куринском комплексе П. Д. Гамкрелидзе выделяет четыре зоны: Колхидскую, Дзирульскую, Молассовую и Сагареджо-Ширакскую.

17. Колхидская зона охватывает всю западную часть Грузинской глыбы от восточного побережья Черного моря, между устьем р. Супса и гор. Сухуми, до ущелья р. Дзуса. По своим тектоническим особенностям она делится на две отличающиеся друг от друга подзоны — собственно Колхидской низменности и Центральной Мингрельской синклинали.

Тектоническое строение подзоны Колхидской низменности до сего времени остается неразгаданным, так как коренные породы здесь почти полностью перекрыты мощными четвертичными отложениями. По данным структурных буровых скважин, здесь установлено развитие меловых отложений, залегающих (почти горизонтально) непосредственно под верхнетретичными осадками. Меловые отложения представлены здесь в фациях, характерных вообще для Грузинской глыбы. Исходя из изучения периферических частей подзоны, где непосредственно обнажаются полого залегающие меловые и третичные отложения, можно вывести заключение об их почти горизонтальном залегании и в остальной части подзоны. Конечно, это предположение не исключает наличия здесь складок типа покровных, вроде Центральной Мингрельской синклинали. Не исключена также возможность наличия разрывных нарушений типа сорванных с основания покровных складок, опять-таки вроде Экской антиклинали, подзоны Центральной Мингрельской синклинали.

Подзона Центральной Мингрельской синклинали резко очерчена в природе. С трех сторон — с востока, юга и запада она точно оконтуривается по кулисообразно расположенным сжатым узким брахиантиклиналям — Абедати, Накалакеви, Эки, Урта и Сатанджио. Северная ее граница представляет полуокружность, проходящую по линии — Доберазени — Мухури — Джвари — Окуми, т. е. по линии выполаживания углов падения меловых и палеогеновых отложений Сухумско-Душетской зоны.

В структурном отношении данная подзона представляет собою крупную чашеобразную синклиналь, окруженную вышеупомянутыми антиклиналями, в ядрах которых выступают палеогеновые и меловые отложения. Центральная часть чаши сложена неогеновыми образованиями, смятыми в пологие и короткие складки второго порядка.

Некоторые из указанных антиклиналей (Эки, Сатанджио, а возможно и Урта) сорваны со своего основания и надвинуты в общем с севера на юг на более молодые отложения, что устанавливается не только непосредственными наблюдениями, но и данными буровых скважин. Так, например, буровая скважина, заданная в ядре антиклинали Эки, вскрыла под меловыми альб-сеноманскими отложениями олигоценовые, майкопского типа, глины с рыбьими чешуями и этим полностью подтвердилось мнение исследователей, намечающих здесь надвиг, направленный с севера на юг. Анализ этого надвига приводит П. Д. Гамкрелидзе к заключению, что он является нарушением, сопровождающим покровную антиклиналь, что вообще характерно для этого типа складок.

Возможно, что описываемая подзона расчленена разно направленными разломами на более мелкие глыбы, о чем свидетельствует, например, высокое положение мезозойских отложений «комплекса асхи», быстрое их погружение в западном направлении и глубокое их залегание под верхнетретичными отложениями в Колхидской низменности.

Колхидскую зону следует рассматривать как разбитую на отдельные мелкие глыбы погруженную часть Грузинской глыбы.

18. Дзирульская зона является ключом к распознаванию геологического строения всей Грузинской глыбы. Именно здесь удается установить палеозойские и альпийский циклы складчатости. Но прежде чем перейти к их характеристике, необходимо в общих чертах указать контуры зоны. Южная, западная и северная границы ее нам уже известны, а восточная граница (с Молассовой зоной) условно может быть проведена по линии быстрого погружения кристаллического субстрата в восточном направлении, проходящей приблизительно на северо-восток от Сурами до сел. Атоци.

Дзирульская зона в целом представляет собой самую приподнятую часть Грузинской глыбы, где почти полностью обнажен кристаллический субстрат. На основании построения уцелевших от эрозии останцев филлитов нижнего кембрия, а также сланцеватости в кристаллических сланцах и гнейсах, четко выявляется юго-западное—северо-восточное, т. е. почти перпендикулярное общекавказскому, направление доюрских складок. Одновременно эти же данные позволяют также наметить наличие четырех крупных, сильно сжатых и опрокинутых на северо-запад складок.

Этот доюрский структурный этаж с большим угловым несогласием перекрывается следующим — юрским структурным этажом, в котором общее простирание складок совпадает с предыдущим. В юрских (лейас и байос) отложениях выделяются две крупные антиклинали (Кандарская и Марелисская) и одна (Гореша-Харагоульская) синклиналь. Более четко выражены в природе последние две складки, которые являются асимметричными и также опрокинутыми на северо-запад. В северо-западном крыле Гореша-Харагоульской синклинали фиксируются разрывы домелового возраста.

Третий — досреднемиоценовый структурный этаж исключительно хорошо устанавливается в развитых здесь меловых отложениях. Количество и общее простирание складок этого возраста совпадает с таковыми юрских, но интенсивность смятия намного уступает последним; наблюдается также небольшое смещение осевых линий. Совпадение простираний домеловых и досреднемиоценовых складок с доюрскими является следствием влияния палеозойской складчатости.

Все описанные выше складки в юго-западном направле-

нии быстро погружаются и несогласно перекрываются среднемиоценовыми отложениями. Кроме того, они секутся многочисленными сбросами и взбросами как досреднемиоценового, так и послесреднесарматского возраста.

Четвертый структурный (послесарматский) этаж представлен почти горизонтально залегающими среднемиоценовыми отложениями, которые с большим угловым несогласием перекрывают предыдущие формации и нарушения. Слабую дислоцированность они показывают в периферических частях зоны.

Из вышеизложенного видно, что Дзирульская зона, а следовательно и вся Грузинская глыба до среднего миоцена способна была реагировать на складчатые движения, но, конечно, в каждый следующий период несравненно слабее предыдущего (подразумевается кристаллический субстрат). Описанные выше складки не являются покровными. Их следует считать образованными вследствие глыбовых движений субстрата и поэтому П. Д. Гамкрелидзе находил возможным именовать их глыбовыми складками.

19. Молассовая зона располагается по левобережью р. Куры между Дзирульским массивом и р. Иорой. Историей своего развития она повторяет все основные черты остальных частей Грузинской глыбы. На основании обильного материала устанавливается, что она в продолжение юры, мела и палеогена представляла обширную область поднятия, а не опускания (геосинклиналь), как предполагают М. И. Варенцов (1950), В. Е. Хаин и Л. Н. Леонтьев (1941 и 1947) и почти непрерывно питала гранитным материалом соседние геосинклинальные области. Ее интенсивное погружение началось лишь в среднем миоцене и с этого периода она превратилась в межгорную депрессию (П. Д. Гамкрелидзе, 1951 и 1953), где произошло накопление мощных молассовых отложений.

По своему тектоническому строению Молассовую зону можно разбить на две части: западную и восточную. Западная, наиболее широкая ее часть охватывает полностью Тирипонскую и Мухранскую долины; восточная часть расположена между Кахетинским хребтом и восточной частью Аджаро-

Триалетской системы и является наиболее суженным участком Молассовой зоны.

Западная часть Молассовой зоны (Мухраиско-Тирипонская долина) представляет собой крупную, широкую, асимметричную синклиналь общекавказского простирания, весьма осложненную на северном крыле второстепенной складчатостью и разрывами. Здесь фиксируется ряд опрокинутых на юг складок, разорванных надвигами, направленными с севера на юг. Все они имеют общекавказское простирание. По характеру складок надо полагать, что они развиты только в мощных молассовых отложениях и в их строении субстрат не принимает участия, почему следует считать их покровными.

Более напряженная тектоника наблюдается в восточной части Молассовой зоны. Здесь развиты опрокинутые на юг сильно сжатые складки северо-западного — юго-восточного простирания; в долине р. Иори происходит поворот осевых линий к югу.

В южной части по хребту Сагурамо-Ялно Молассовая зона надвинута с севера на юг на Аджаро-Триалетскую систему по круто падающему Норио-Хашминскому взбросо-надвигу.

Таким образом, тектоника всей Молассовой зоны показывает, что она является наиболее мобильной частью Грузинской глыбы, где кристаллический субстрат глубоко погружен под мощные лагунные и континентальные отложения миоплиоцена, которые вместе с олигоценовыми глинами смяты в покровные, опрокинутые в общем на юг, складки. Наиболее сжатыми являются складки, расположенные в восточной части (между рр. Арагви и Иори), т. е. в наиболее суженной и максимально погруженной части зоны. Здесь хорошо выявляется движение масс с севера на юг и совпадение направления складок с общекавказским, т. е. зона в целом находится под влиянием движений складчатой системы южного склона Большого Кавказа. На юго-западе, в долине р. Иори Молассовая зона непосредственно переходит в Азербайджанскую и частично Артвино-Сомхитскую глыбы. Что субстрат Молассовой зоны является неподатливым, жестким геологическим

телом хорошо доказывается надвиганием на нее как складчатых систем южного склона, так и Аджаро-Триалетии, в западной ее части.

20. Сагареджо-Ширакско-Аджинаурская зона. Западная часть ее (Сагареджо-Ширакская) является северо-западным окончанием Азербайджанской глыбы. В структурной схеме Азербайджанской ССР В. Е. Хаина отвечает Ширакско-Аджинаурскому антиклинорию и сопряженным с ним Арешскому и Палантекянскому синклинориям. На юге, в долине р. Куры, эта зона непосредственно примыкает к Артвино-Сомхитской глыбе (Сомхитско-Ганджинско-Карабахской полого-складчатой зоне).

Обобщающее геологическое описание данной области дано в работе В. П. Маркевича (1954), в которой произведена попытка восстановления истории развития всей этой области. Наша Сагареджо-Ширакская зона, ввиду неоднородности геологического строения, подразделена им на отдельные подзоны, отличающиеся друг от друга как по стратиграфическому содержанию, так и по тектоническим особенностям. Ввиду ограниченности объема данной статьи, мы вынуждены дать лишь краткий общий очерк всей этой области.

Вся Сагареджо-Ширакско-Аджинаурская зона сложена верхнепалеогеновыми и миоплиоценовыми мощными (несколько километров) терригенными, в основном мелководными, отложениями. Лишь в районе Цители-цхаро (Красные колодцы) под плиоценовыми отложениями выступают верхнеюрские известняки, имевшие здесь в прошлом широкое развитие. Как зона интенсивного погружения описываемая область начала формироваться в олигоцене и максимума своего развития достигла в плиоцене. До этого она, как составная часть единой Грузинско-Азербайджанской глыбы, представляла собой приподнятое жесткое геологическое сооружение.

Обращает на себя внимание то важное явление, что во многих участках этой зоны намечается наличие выступов жесткого субстрата, залегающих на небольших глубинах. Для примера можно назвать следующие районы: Большие Ширакн, Хмела-тапа, Чатма, Эльдарскую степь и район Прииорских структур.

Тектоническая структура всей зоны обусловлена наличием жесткого субстрата под верхнетретичными отложениями и его выступами, перечисленными выше. Развитые здесь многочисленные складки, все без исключения, являются типичными представителями покровных складок: опрокинутые на юго-запад узкие короткие сильно сжатые антиклинали с разорванными и надвинутыми, большей частью северо-восточными крыльями и широкие, чашеобразные (с плоским дном) синклинали. В этих асимметричных складках и разрывах, направленных с северо-востока на юго-запад, явно чувствуется влияние давления со стороны складчатой системы южного склона Большого Кавказа. Некоторые отклонения простираний складок от общекавказского и их виргация, фиксируемая в вышеупомянутых районах поднятия жесткого субстрата, вызваны их влиянием на развитие складок, с одной стороны, и огибанием окончания Аджаро-Триалетской системы, с другой (азамбурский или малхазовский тектонический узел).

Весьма интересна тектоника междуречья рр. Куры и Иори, характеризующаяся рядом антиклинальных зон с общекавказским, а местами с широтным простиранием. Все антиклинали имеют резко асимметричное строение; в породах миоцена, слагающих ядра антиклиналей, наблюдаются обычно только северо-восточные крылья с углами падения 40—70°, надвинутые по продольному разрыву на своды и юго-западные крылья тех же складок.

Плиоценовые отложения дислоцированы несколько менее интенсивно: северо-восточные крылья падают под углами 30—40°, а на периклиналях можно проследить и круто падающие (60—70°) юго-заладные крылья, вдоль оси складок также обычно перекрытые надвигами.

В пределах междуречья Куры и Иори выделяется 6 антиклинальных зон; строение складок указывает на 2 этапа складкообразования: периклинали складок, хорошо выраженные в плиоцене, в сармате отсутствуют; а сарматские складки имеют значительно большие линейные размеры, чем верхнеплиоценовые поднятия.

Разрывы по верхнему плиоцену имеют значительно меньшие смещения, чем по миоцену, а на периклиналях верхне-

плиоценовых складок надвиги имеют весьма малое смещение, а местами затухают.

В результате анализа новейших материалов С. А. Аствацатуров (1953) приходит к выводу об ошибочности некоторых прежних представлений. Верхнеюрские известняки района Красных колодцев и гряды Бюргут не являются тектоническими останцами (экзотическими утесами — бескорневыми), а приурочены к одному из послесреднеюрских поднятий (кордильер).

Предполагавшийся некоторыми исследователями надвиг всей Куринской депрессии на предгорную зону Малого Кавказа явно преувеличен, так как интенсивность складок в южном направлении прогрессивно уменьшается.

Ошибочно представление о наличии надвигов большой протяженности, отделяющих одну тектоническую зону от другой (в частности, Кясаманскую от Палантекянской). Они не отличаются от обычных надвигов, развитых внутри таких зон.

Возраст этих нарушений нельзя определять как послеапшеронский; правильнее считать, что они возникли еще в миоцене.

Из вышеизложенного вытекает, что всю Сагареджо-Ширакско-Аджинаурскую зону следует рассматривать как неотъемлемую часть единой Грузинско-Азербайджанской глыбы как по истории геологического развития, так и по характеру основных структур.

21. Куринская впадина* совершенно лишена на большей своей поверхности выходов дочетвертичных образований, почему о ее структуре можно судить лишь по геофизическим данным и материалу опорных скважин. Здесь намечается антиклинальное поднятие, соединяющее Карамарьянскую антиклиналь (увал) с Кюровдагской антиклиналью в низовье р. Куры, проходящее параллельно так называемому Кюрдамиро-Саатлинскому поднятию (см. рис. 28).

---

* Отвечает в структурной схеме Азербайджанской ССР В. Е. Хаина Нижнекуринскому синклинорию и окаймляющему его на востоке Харамино-Сальянскому антиклинорию и Карагалинскому синклинорию, и на юго-востоке — Астраханбазарскому синклинорию.

выявленному гравиметрической (маятниковой) съемкой. В литературе оно известно под названием «Кюрдамирского моста». Большинство исследователей считает, что здесь к поверхности приближены как кристаллические породы фундамента, так и молодые изверженные породы, родственные породам Талыша и Вандамской зоны. Это поднятие представляло зону размыва, начиная с майкопской эпохи и кончая плиоценом.

Позднейшими детальными гравиметрическими исследованиями было выявлено еще одно поднятие к юго-западу от вышеуказанного, так называемое Мильско-Муганское. Этот гравитационный максимум к западу сливается с общим гравитационным максимумом данной части Малого Кавказа и образует, таким образом, как бы ответвление последнего максимума.

Бурением установлены для этого поднятия: сокращение мощности неогена и выпадение ряда его горизонтов (весь тортон, нижний сармат, мэотис, нижний и средний плиоцен), а также залегание на относительно небольшой глубине вулканогенной толщи верхнего эоцена и даже верхнего мела, что сходится с данными разреза юго-восточной части Карабаха.

В пределах Кюрдамиро-Саатлинского (Центрально-Ширванского) поднятия мощность четвертичных и верхнеплиоценовых отложений значительно больше таковой на площади Мугано-Мильского поднятия, но вместе с тем на своде первого поднятия отсутствуют, видимо, отложения продуктивной толщи, понта, мэотиса и верхнего сармата. Средний и нижний сармат, тортон, майкоп и нижний палеоген вероятно развиты в маломощных мелководных фациях, и на самом своде они могут полностью или частично выклиниваться. Разрез мезозоя здесь также полагают весьма сокращенным, почему здесь должен залегать относительно близко к поверхности эопалеозойско-докембрийский кристаллический субстрат (5—6 км по М. С. Абакелиа, 1936).

Кюрдамиро-Саатлинское поднятие ныне определяют как «остаточное поднятие», в значительной мере пощаженное мощными прогибаниями, охватившими остальные районы Куринской впадины, находящиеся ближе к поднятиям Большого Кавказа, Малого Кавказа и Горного Талыша.

По своей структуре Кюрдамиро-Саатлинское поднятие представляется еще более пологим и спокойным, чем Муганское; локальных максимумов силы тяжести здесь не отмечено. По новейшим данным сейсморазведки, до глубины порядка 3 км антиклинального перегиба в зоне Кюрдамиро-Саатлинской аномалии не наблюдается (т. е. очевидно до подошвы акчагыла), но ниже имеется отчетливый, хотя и пологий антиклинальный перегиб.

С востока Куринская впадина окаймляется прерывистой полосой плиоценовых отложений. Зона представляет систему антиклинальных поясов, состоящих из расположенных кулисообразно весьма крупных и сильно удлиненных брахиантиклиналей, разделенных весьма широкими и пологими синклинальными депрессиями.

Брахиантиклинальные поднятия большей частью осложнены разрывами значительной (свыше 500 м) амплитуды, обусловливающими нередко грабенообразное опускание замка складки. Здесь развиты грязевые вулканы, приуроченные как к продольным, так и к поперечным разрывам.

Астраханбазарский синклинорий, окаймляющий Куринскую впадину на юго-востоке, представляет собою дальнейшее погружение Талышской зоны и соответствует, вместе с тем, узкому краевому прогибу, окаймлявшему в миоцене поднятие горного Талыша и ограниченному с северо-востока вышеописанным Мильско-Муганским поднятием.

Здесь выступают отложения от верхов майкопа и кончая низами верхнего сармата. Они собраны в крутые и узкие антиклинали, разделенные довольно глубокими синклинальными прогибами. Антиклинали местами опрокинуты к северо-востоку и разорваны по своду; местами констатируется опрокидывание складок к юго-западу.

V. Малый Кавказ. Тектоническое строение Малого Кавказа, представляющего крупный сложный антиклинорий, отличается большим разнообразием; в нем выделяются четыре резко обособленные зоны, подразделенные на ряд подзон и областей.

22. Аджаро-Триалетская зона. Эта зона является крупнейшим элементом в тектонической структуре Ма-

лого Кавказа. Протягивается в широтном направлении от юго-восточного побережья Черного моря до среднего течения долины р. Иори на востоке.

Как геологически, так и морфологически она четко выделяется среди соседних зон. Аджаро-Триалетская интрагеосинклиналь (краевой прогиб) зародилась в среднемеловое время, достигла максимума своего развития в среднем эоцене и закончила геосинклинальную стадию развития в конце палеогена.

Зона сложена непрерывной серией осадков от верхнего мела до верхов олигоцена включительно, мощностью не менее 7—8 км, и слагается известняками литографского типа, мощной флишевой глинисто-мергельной серией, крайне мощной вулканогенно-осадочной серией эоцена и столь же мощной вулканогенной, в основном, толщей олигоцена. К востоку от Тбилиси эта широтная зона погружается под покров миоценовых и плиоценовых отложений левобережья р. Куры (т. е. уходит в Куринскую депрессию).

Будучи зажата между двумя глыбами и испытав сильное смятие в результате альпийского тектогенеза, эта зона характеризуется многочисленными, линейно расположенными, сильно сжатыми, в общем широтного простирания складками и двухсторонним опрокидыванием, с движением масс как на север, на Грузинскую глыбу, так и на юг — на Артвинско-Сомхитскую глыбу.

Явления опрокидывания интенсивнее выражены на севере, что вызвано более низким положением кристаллического ядра Грузинской глыбы и преобладающим давлением со стороны высоко приподнятой Артвино-Сомхитской глыбы. Этими факторами, по существу, определился общий характер тектоники Аджаро-Триалетской зоны. В северной части системы все складки, без исключения, начинаются на востоке близ контакта с Грузинской глыбой (огибая ее или косо к ней подходя), в западном направлении постепенно переходя в более внутренние части зоны; некоторые из них остаются в северной ее части, а другие переходят даже в южную часть и, таким образом, общее простирание складок не совпадает с общим направлением самой системы. При этом все складки

в северной части опрокинуты на север, в центральной приобретают веерообразную или сундучнообразную структуру, а в южной — опрокинуты на юг; однако здесь опрокидывание выражено значительно слабее, чем в северной части. Такое расположение складок в зоне вызывает их скручивание, которое хорошо выражено в складках, расположенных между Хевдзмарско-Дигомской синклиналью и Сацхенисской антиклиналью. В южной части зоны все складки опрокинуты на юг. Наиболее интенсивное опрокидывание наблюдается к востоку от хребта Бедени, т. е. в той части, где намечается более глубокое залегание субстрата глыбы. В остальной части, совпадающей с поднятой частью глыбы, опрокидывание складок менее заметно. Более четко это явление наблюдается по всей полосе соприкосновения Аджаро-Триалетской зоны с Грузинской глыбой. Северные складки зоны на границе с Молассовой и Колхидской зонами Грузинской глыбы сильнее опрокидываются на север, чем в зоне соприкосновения с центральной — Дзирульской зоной, несмотря на то, что общее сжатие орогена в этой части значительно сильнее, чем в его западной и восточной частях.

На основании характера складок, в совокупности с другими факторами, Аджаро-Триалетская зона расчленяется на три продольные подзоны: северную, центральную и южную.

Северная подзона, сложенная в основом мощными вулканогенными образованиями среднего эоцена и частично меловыми, верхне-эоценовыми, и олигоценовыми отложениями, характеризуется опрокинутыми и надвинутыми на север, большей частью сильно сжатыми складками почти широтного простирания. В этой подзоне выделяется Гурийско-Кавтисхевский район, по характеру тектоники и фаций отложений являющийся переходным между складчатой системой и глыбой. В западной части она охватывает всю так называемую Гурийскую депрессию, а на востоке — Кавтисхевский нефтеносный район. В центральной части (по южной периферии Дзирульского массива — левобережья долин рр. Дзирула и Чхеримела) он представлен узкой полосой и отделен от остальной части зоны крупными надвигами.

В северной подзоне Аджаро-Триалетской зоны проходят

два надвига, в которых движение масс неизменно направлено с юга на север. Более крупным из них является так называемый Сурамско-Гокишурский надвиг (П. Д. Гамкрелидзе, 1948); непрерывно прослеживающийся по северной периферии Аджаро-Триалетской системы, начиная от города Сурами на востоке и кончая сел. Дапнара на западе. Вдоль этой линии вся система надвинута с юга на север на Грузинскую глыбу, что очень четко фиксируется в многочисленных естественных обнажениях.

Второй — Горийско-Сакуларский надвиг расположен южнее первого и, начиная от города Гори на востоке, непрерывно прослеживается до истоков р. Ханис-цхали на западе. Этот надвиг, в отличие от первого, проходит внутри северной подзоны, где косо сечет ряд складок. Вдоль всей линии он прекрасно выражен как морфологически, так и геологически.

Центральная подзона Аджаро-Триалетии сложена мощными меловыми вулканогенными и карбонатными, палеоцен-нижнеэоценовыми флишевыми и среднеэоценовыми вулканогенными образованиями; в тектоническом отношении она характеризуется развитием сильно сжатых вееро- и сундучнообразных складок в общем широтного простирания.

Южная подзона системы характеризуется опрокинутыми на юг складками, сложенными верхнемеловыми вулканогенными, палеоцен-нижнеэоценовыми флишевыми отложениями, среднеэоценовыми образованиями (гораздо меньших мощностей) и верхнеэоценовыми глинисто-песчанистыми осадками. К северу от Беденского хребта, в Цалкинском районе, и в северной части Ахалкалакского нагорья (между перевалом Цхра-цхаро и сел. Хертвиси) все вышеперечисленные отложения с большим угловым несогласием перекрываются верхнеплиоценовыми (?) слабо дислоцированными континентальными образованиями цалкинско-ахалкалакской свиты (в основном она представлена покровами долеритов и базальтов) и частично более молодыми лавами андезито-базальтов (П. Д. Гамкрелидзе, 1954). Следует также отметить, что складки этой зоны в полосе соприкосновения с Артвино-Сомхитской глыбой, встречая сопротивление, или косо подходят к ней, или же, огибая ее, не продолжаются в области глыбы.

В южной подзоне выделяется самостоятельный район Ахалцихской депрессии, которая представляет собой сложную синклиналь, где развиты сильно сжатые и опрокинутые на юг складки, сложенные мощными среднеэоценовыми вулканогенными образованиями, верхнеэоценовыми глинисто-песчанистыми и частично вулканогенными отложениями, олигоценовыми глинисто-песчанистыми осадками и, наконец, вулканогенными образованиями годердзской свиты. Ахалцихская депрессия является наиболее мобильной частью южной подзоны Аджаро-Триалетской системы.

После разбора отдельных подзон вернемся снова к общей характеристике всей системы.

Как было отмечено выше, общее направление складок всей Аджаро-Триалетской зоны можно считать широтным, но при внимательном исследовании нетрудно заметить в них некоторую извилистость. Особого внимания заслуживают три изгиба складок по линиям: а) Бакуриани — Боржоми — Харагоули, б) Вале — Абастумани — Багдади и в) Чохатаури—Годердзский перевал. По первому и третьему направлениям складки выгнуты к северу, а по второму — к югу. Вдоль первой линии наблюдается максимальное сжатие и общее воздымание всех складок системы, что, по-видимому, вызвано максимальным сближением двух наиболее высоко приподнятых выступов глыб Грузинской (Дзирульская зона) и Артвино-Сомхитской (Болнисская и Джавахетская подзоны).

Сильному сжатию и воздыманию этой части складчатой системы способствовали дифференциальные движения, происходившие вдоль разломов меридионального направления, намечающиеся в глыбах. Центральная (в поперечном направлении) часть Аджаро-Триалетской зоны, благодаря встречным движениям Дзирульского и Храмского — Локского массивов, наиболее приподнята по сравнению с другими частями системы, максимально сжата и перемещена на север.

По второй линии — Вале — Абастумани — Сулори, как уже отмечалось, намечается общий изгиб складок на юг. Эта линия слегка отклоняется от меридионального направления

на юго-восток — северо-запад. Изгиб складок на юг более отчетливо выражен в Ахалцихской депрессии и к югу от нее. Одновременно с этим, вдоль указанной полосы, намечается общее погружение всей системы, что особенно хорошо выражено, опять-таки, в Ахалцихской депрессии. Это явление, по всей вероятности, связано с общим погружением примыкающих к ней частей Грузинской и Артвино-Сомхитской глыб. Не исключена возможность и смещения на юг этой части последней.

Вдоль линии Чохатаури — Годердзский перевал, как уже отмечалось, происходит изгиб складок к северу, а также их общий поворот на юго-запад, сопровождающийся их общим воздыманием и внедрением в них сиенитовых интрузий.

23. Сомхитско-Ганджинско-Карабахская зона. К югу и юго-востоку от Аджаро-Триалетской зоны, вдоль правобережья р. Куры, располагается следующая тектоническая зона, резко отличающаяся от предыдущей своей спокойной пологой складчатостью. В литературе она известна под названием Сомхетско-Ганджинской (а ранее—Кировабадской и Азербайджанской) зоны. Северной ее границей является южный край Куринской депрессии, а с юга естественной ее границей с соседней тектонической зоной (Армянской) является крупный надвиг (поддвиг), плоскость которого падает на север. Надвиг проходит вдоль северо-восточного побережья озера Севан.

В западной своей части, на территории Грузии описываемая зона включает так называемую Артвино-Сомхитскую глыбу (зону) П. Д. Гамкрелидзе.

Большая часть зоны сложена там мощными вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями олигоцена (?) и верхнеплиоценовыми и четвертичными лавовыми потоками, а также четвертичными отложениями Борчалинской равнины.

Меньшая часть площади Артвино-Сомхитской глыбы (в пределах Турции) сложена нижнепалеозойской глубокометаморфизованной толщей, прорывающими ее палеозойскими гранитоидными интрузиями (Храми, Лок), перекрывающими их лейасовыми кварцевыми песчаниками и слюдистыми глинистыми сланцами, вулканогенными образованиями бай-

са, мощной толщей (до 2,5 км) среднемеловых (сеноман и турон) кислого состава вулканогенных пород, верхнемеловыми карбонатными и частично средне- и верхнеэоценовыми осадками. Наибольшее распространение имеют здесь среднемеловые образования.

Артвино-Сомхитская глыба по своей тектонической структуре очень резко отличается от Аджаро-Триалетской системы. На глыбе развита очень редкая сеть коротких, пологих и широких складок, обусловленных неглубоким залеганием жесткого кристаллического субстрата. Наблюдаемая тектоническая структура позволяет расчленить ее на четыре подзоны: Борчалинскую, Асуретскую, Болнисскую и Джавахетскую.

Борчалинская подзона охватывает все нижнее течение рр. Храми и Алгети и часть долины р. Куры, непосредственно примыкая к Сагареджо-Ширакской зоне. Она целиком покрыта молодыми четвертичными отложениями, перекрывающими меловые вулканогенные образования и частично олигоценовые и миоценовые отложения. Под четвертичные отложения уходит также Тетрицкаройский долеритовый поток верхнеплиоценового (?) возраста*. По этой причине тектоническая структура зоны не может быть выявлена. Ясно только одно, что после верхнего плиоцена она вместе с Куринской долиной претерпевает непрерывное погружение.

Асуретская подзона расположена между Болнисской зоной и Аджаро-Триалетской складчатой системой; на востоке, постепенно погружаясь, она непосредственно переходит в Сагареджо-Ширакскую зону. По геологическому строению ее можно рассматривать как переходную зону между Аджаро-Триалетской системой и Артвино-Сомхитской глыбой.

Болнисская подзона охватывает Локский и Храмский массивы и всю расположенную между ними территорию. Тектоническая структура ее очень проста. Крупными структурами здесь являются две антиклинали: Локская на юге и Храмская на севере, где обнажаются древние массивы

---

* По К. Н. Паффенгольцу — нижнеолигоценового возраста.

Обе они, имея юго-западное — северо-восточное простирание и небольшую протяженность, быстро погружаются в обоих направлениях. Вся промежуточная территория между ними представляет одну большую синклиналь, в которой развит ряд мелких коротких и пологих складок того же простирания. Следует отметить, что формирование упомянутых антиклиналей началось в верхнем лейасе и продолжалось до миоцена. Молодые послеверхнеплиоценовые (?) складки здесь выявлены в лавах цалкинско-ахалкалакской свиты в районе Храмского массива (район Цалка) и к югу от него в Гомаретском районе.

Джавахетская подзона Артвинско-Сомхитской глыбы очень слабо изучена, и в связи с этим ее тектоническая структура совершенно не разгадана, что в основном объясняется широким развитием молодых верхнетретичных и четвертичных континентальных пирокластических образований и лавовых покровов андезито-дацитов, базальтов и долеритов. Здесь выявлено только несколько мелких складок как в цалкинско-ахалкалакской свите, так и в залегающих под нею образованиях кисатибской свиты. Складчатость лав цалкинско-ахалкалакской свиты более четко выявляется в северной части Ахалкалакского плато до перевала Цхра-цхаро и далее на восток, на южном склоне Триалетского хребта к северу от Храмского массива. Здесь начинается несколько десятков мелких пологих асимметричного строения складок. При этом, антиклинали, являющиеся более узкими, чем синклинали, создают положительный рельеф, а синклинали — отрицательный. Такого же типа складки выявлены и в южной части Ахалкалакского нагорья.

В данной зоне совершенно не выявлены разрывные нарушения, кроме сброса Сагамос-тба северо-западного простирания. Надо полагать, что многие разрывы скрыты под четвертичными лавовыми покровами и что центры излияний лав (вулканы) приурочены к ним.

Некоторые исследователи считают, что вулканы приурочены здесь к разломам меридионального направления; исследования же К. Н. Паффенгольца показали, что вулканы Ахалкалакского нагорья приурочены к осям широтных складок, осложненных, видимо, дизъюнктивными нарушениями.

Далее к востоку в среднем отрезке описываемой зоны, сложенной здесь, в основном, вулканогенными породами юры и верхнего мела, а также прорвавшими их гранодиоритами, наблюдаются пологие крупные складки, приобретающие вдоль северного края зоны местами более крутой характер. Северные крылья испытывают местами флексурообразные изгибы, погружаясь под интенсивно дислоцированные толщи неогена и палеогена Куринской депрессии.

Южный край Сомхитско-Ганджинско-Карабахской зоны представляет на большом протяжении крупную моноклиналь, сложенную вулканогенной юрой, под которую пододвинуты интенсивно дислоцированные породы верхнего мела и эоцена, интрудированные породами офиолитового пояса Армении.

Некоторые участки Сомхитско-Ганджинско-Карабахской зоны в местах сопряжения с Куринской депрессией характеризуются сложностью своей структуры, как, например, Шамхорский выступ, Нафталанский район и восточное погружение Малого Кавказа; здесь наблюдаются складчатость и разрывы двух направлений — северо-западного и северо-восточного, обусловленные, видимо, глыбовыми движениями кристаллического субстрата.

Вышеупомянутый надвиг, разделяющий две тектонические зоны, имеет наибольшую амплитуду (до 7—8 км) на среднем отрезке, в бассейнах верхнего течения рр. Калакент-чай и Шамхор-чай; далее к востоку он прослеживается вдоль Муровдагского хребта до района вершины Муров-дага (3347,5 м), где смещается по косому сбросу (северо-восточного простирания) к юго-западу и дальше протягивается вдоль южного склона Карабахского хребта в юго-восточном направлении, доходя до Аракса; в указанном районе он разветвляется, и отдельные ветви его приобретают уже характер взбросов.

В западном же направлении от бассейна верховья р. Шамхор надвиг проходит по северному склону Шахдагского хребта, протягиваясь далее к северо-западу в район сел. Красное; отсюда к западу он продолжается по долине р. Тарса-чай, вплоть до ее впадения в р. Агстев (Акстафу).

Здесь надвиг переходит в взброс, прослеживающийся с перерывами далее к западу до южной окраины Ахалкалакского нагорья, а оттуда в пределы Турции. На этом отрезке параллельно ему к югу появляется ряд второстепенных сбросов.

Некоторые исследователи, не ведшие на этой территории детальных съемок, а проводившие здесь лишь редкие маршруты, пытаются отрицать наличие вышеуказанного крупного надвига. В. В. Белоусов и М. В. Гзовский считают, что здесь вообще нет никаких дизъюнктивных нарушений; они полагают, что здесь почти повсеместно наблюдается флексура с трансгрессивным налеганием эоцена на мезозой.

Л. Н. Леонтьев (1949) же считает, что здесь имеется лишь ряд изолированных, не находящихся на одном простирании, кулисообразно замещающихся разрывов, приуроченных к крыльям частных, кулисообразно же расположенных поднятий Сомхитско-Карабахской зоны. Такая концепция не выдерживает критики уже при первом анализе геологической карты. Затем на схеме упомянутого автора все его частные надвиги показаны резко обрывающимися вдоль одной линии; спрашивается, что мешало этим «частным» надвигам развиться несколько дальше к югу и юго-западу?! Именно потому, что это единый надвиг (поддвиг), обусловленный движением масс всей зоны на юго-запад, линия надвига имеет в общем прямолинейный характер.

Л. А. Варданянц (1955) на своей тектонической схеме выделяет между комплексами Большого и Малого Кавказа особую Абхазско-Карабахскую систему, соединяя указанные, удаленные друг от друга структуры с помощью «лестницы» кулисообразных складок с субширотным простиранием. Такая идея является весьма дискуссионной и на данном этапе геологической изученности Кавказа принята быть не может. Упомянутый автор повторяет в некоторой степени идею В. В. Белоусова (1939), соединявшего в свое время Сванетский антиклинорий с Кафанским, что было опровергнуто многими исследователями.

24. Армянская зона. К югу от указанной структурной линии, являющейся главнейшей на Малом Кавказе, начинается тектоническая зона Армении, разделяющаяся, в свою очередь, на ряд подзон.

По северному ее краю протягивается так называемый пояс изоклинальной складчатости, сложенный верхнемеловыми карбонатными и вулканогенными породами и частью эоценовыми вулканогенно-осадочными образованиями. Пояс этот неоднороден на всем протяжении: в восточной и юго-восточной его частях складки хотя и сближенные, но ясно обособляющиеся друг от друга, в западной же его части, в Бзовдальском хребте, известняки сенона собраны в ряд прямых или слегка опрокинутых к югу весьма сжатых изоклинальных складок, сильно осложненных второстепенной очень мелкой складчатостью, вследствие чего породы приобретают своеобразную гофрировку.

Следует отметить, что главный сброс (взброс) проходит здесь к югу от указанной изоклинально смятой толщи известняков; к югу от сброса складчатость быстро затухает. Таким образом, в западной части зоны пояс изоклинальной складчатости проходит к северу от главной структурной линии, а в восточной части — к югу от нее. Смещение указанной линии происходит в средней части за счет меридионального сброса (у сел. Шоржа — у озера Севан), а далее к западу за счет второстепенных кулисообразно расположенных широтных сбросов, амплитуда которых увеличивается к югу.

К югу от Памбакского хребта, сложенного интенсивно дислоцированной вулканогенной толщей эоцена, в бассейне среднего течения р. Раздан (Зангу) наблюдается крупная антиклиналь общекавказского простирания, в ядре которой из-под отложений верхнего сенона, эоцена и олигоцена выходят породы кембрия-докембрия. Шарнир указанной антиклинали падает довольно круто на юго-восток.

Породы кембрия-докембрия слагают, в свою очередь, антиклиналь необычного для Кавказа меридионального простирания, что никак нельзя объяснить ундуляцией оси складки кавказского направления. Надо полагать, что здесь выходит кристаллический фундамент, дислоцированный в свое время (каледонское) в меридиональном направлении, и что более молодая кавказская складчатость не могла его уже перестроить.

Следует указать, что необычная «антикавказская» склад-

чатость констатирована также в меловых и третичных отложениях других районов: по северной окраине Сомхитско-Гандзинской зоны (Нафталан) и по южному краю зоны Армении, в районе Еревана и в окрестностях сс. Кохп (северная Армения) и Кульп (Турция). Причину этого явления надо также искать в различной дислоцированности древнего фундамента (различном положении древних «глыб»).

Массив горы Арагац (Алагез) представляет в тектоническом отношении крупную брахиантиклиналь, расположенную примерно посредине обширной синклинали, слагающей район между Памбакским хребтом и Араксом.

Следующая к юго-востоку крупная антиклиналь общекавказского простирания констатирована в бассейне р. Веди-чай, где в ядре складки выходят (из-под верхнего мела) породы девона, карбона, перми, триаса и юры. В области развития палеозоя наблюдается интенсивная складчатость, сопровождаемая разрывами.

Крайней юго-восточной частью складчатой зоны Армении является Кафанский район, представляющий в тектоническом отношении крупную и пологую антиклиналь (Зангезурская, Кафанская) северо-западного простирания. Эта антиклиналь, сложенная в ядре юрскими вулканогенными породами, имеет асимметричное строение: северо-восточное крыло пологое (∠15—20°), юго-западное — более крутое; углы падения в нижнемеловой толще доходят до 70—80°.

В ядре складки установлены многочисленные дизъюнктивные нарушения, из которых большинство имеет незначительную амплитуду. Северо-восточное крыло этой антиклинали также осложнено второстепенной складчатостью и переходит в юго-западное крыло крупной синклинали, слагающей долину рр. Воротан (Базар-чай) и Акяра-чай.

Кафанская антиклиналь представляет собою крупную брахискладку; на продолжении ее оси к северо-западу констатируется еще ряд складок, наиболее крупной из которых является Селимская (по правой вершине р. Арпа, в ядре которой обнажаются из-под верхнего мела породы девона). Далее к северо-западу она фиксируется линейным рядом вулканов западной части Гегамского (Агмаганского), вул-

канического нагорья, весьма вероятно приуроченными к оси антиклинали, осложненной разрывом (впоследствии омоложенным). Это предположение подкрепляется тем фактом, что еще далее к северо-западу по долине р. Маман на продолжении указанной линии констатирована крупная антиклиналь, в ядре которой из-под верхнего мела выступают метаморфические сланцы кембрия-докембрия и прорывающие их третичные гранодиориты. По оси складки здесь установлено крупное нарушение.

К юго-западу от Кафанской антиклинали, в водораздельном хребте с вершиной Хуступ бассейнов рр. Мегри и Цав (Басут-чай), проходит зона крупных разломов, из которых один имеет характер надвига (взброс), по-видимому, с большой амплитудой; плоскость его падает круто на юго-запад. В результате этого нарушения породы девона надвинуты на вулканогенные образования верхней юры и известняки нижнего мела. По этому разлому нами проводится юго-восточная граница зоны с следующей к югу тектонической зоной Малого Кавказа — Нахичеванской.

Следует указать на следующие характерные особенности геологического строения зоны Армении и Нахичеванской зоны. В обеих указанных зонах, в западной их части, под верхнемеловыми отложениями выступают метаморфические сланцы кембрия-докембрия. Эти же образования обнажаются из-под вулканогенного нижнего сенона и в бассейне среднего течения р. Тертер; юрские образования там отсутствуют.

На юго-востоке же этой зоны юрские отложения имеют широкое развитие, что позволяет наметить здесь интрагеосинклиналь указанного времени. Распространялись они, видимо, и в пределы Нахичеванской зоны, окаймляя древнее поднятие.

25. Зона восточного погружения Малого Кавказа. Обе вышеописанные зоны — Сомхитско-Гандзинско-Карабахская и Армянская, представляющие в целом сложный антиклинорий, испытывают в своей юго-восточной части постепенное погружение. Последнее хорошо выявляется по периклинальному залеганию известняков нижнего и верхнего мела, слагающих ряд второстепенных складок.

окаймляющих область погружения и осложненных обычно разломами различной амплитуды.

В юго-восточной части Армянской зоны по левобережью р. Акяра-чай проходит северо-восточное крыло крупной синклинали, осложненное рядом сжатых второстепенных складок. Слагающие их верхнемеловые породы пододвинуты (?) под полого падающую на северо-восток нижнеюрскую вулканогенную толщу, занимающую гребневую часть и восточные склоны Карабахского хребта.

К северо-востоку от гор. Шуши, в том же общекавказском направлении, проходит пологая синклинальная зона, а за ней вплоть до границы со степью — снова полоса более крутых и сжатых складок.

По направлению к юго-востоку все складки постепенно расширяются, и вдоль Аракса можно наблюдать в меловых отложениях широкие, пологие складки; при этом интересно отметить, что шарниры антиклиналей погружаются уже по правому берегу указанной реки.

Судя по выходам песчаниково-глинистой толщи майкопа, в районе ущелья Худаферин (массив горы Дири-даг), по правобережью Аракса, должны иметь развитие лишь третичные отложения, полный разрез которых констатирован в Талышском районе, кажущемся изолированным от Малого Кавказа, но вне сомнения с ним связанного.

26. Талышская зона представляет в тектоническом отношении крупный антиклинорий, расчленяющийся на ряд складок второго порядка. Вдоль северо-восточного края зоны протягивается ряд крупных разрывов, плоскости которых падают круто к югу (движение горных масс шло к северу). Географически эта зона находится на продолжении северной зоны погружения Малого Кавказа (его Сомхитско-Гандзинско-Карабахской зоны).

Сложена зона исключительно третичными отложениями (палеогена и миоцена); лишь в одном пункте, на крайнем юго-востоке зоны, обнажаются известняки верхнего сенона. Основная роль в сложении области принадлежит мощной, в значительной степени вулканогенной, толще эоцена и не-

сколько менее мощной песчано-глинистой серии олигоцена — нижнего миоцена.

По данным Ш. Ф. Мехтиева и А. С. Байрамова, ось максимального воздымания антиклинория Талышской зоны проходит наискось к общему простиранию антиклинория и слагающих его складок, будучи направлена с север — северо-запада на юг—юго-восток. Такое же направление имеет и восточная граница горной системы, т. е. граница сопряженной с нею зоны погружения.

В настоящее время можно разрешить вопрос о геотектоническом положении Талышской зоны, неоднократно дебатировавшийся в литературе. Одни исследователи считали ее продолжением складок Карабаха, другие же рассматривали ее как продолжение или аналог Аджарид.

Кроме того, существовала еще наименее вероятная точка зрения, что геотектоническая область Талыша является продолжением тектонической зоны бассейна р. Иори, т. е. ответвлением Главного Кавказского хребта.

Все эти вопросы обстоятельно разобраны Ш. Ф. Мехтиевым и А. С. Байрамовым; упомянутые авторы в результате анализа фациальных особенностей области, направления складок и возраста складчатости, а также географического положения пришли к правильному выводу, что Талыш является непосредственным продолжением Малого Кавказа (Сомхитско-Ганджинско-Карабахской зоны); но при этом они отмечают, что Талыш примыкает к системе Эльбурса и по своей истории развития и структуре является аналогом Аджаро-Триалетской складчатой системы.

По В. Е. Хаину, Аджаро-Триалеты и Талыш представляют собою наиболее резко прогибавшиеся и характеризовавшиеся интенсивным вулканизмом звенья палеогенового краевого прогиба Малокавказско-Эльбурсского поднятия; в этом и следует видеть причину особенностей их развития и структуры.

Непосредственной связи этих двух геотектонических зон, хотя бы в виде соединительного звена, погребенного под новейшими осадками Кура-Араксинской депрессии, не констатировано.

27. Нахичеванская зона. Расположенная в крайней юго-западной части Малого Кавказа Нахичеванская тектоническая зона отличается своеобразием слагающих ее пород и сложным строением отдельных структурных единиц, чем резко отличается от соседних к северу зон.

Большое развитие имеют здесь отложения палеозоя (девон-пермь) и триаса, представленные преимущественно в карбонатной фации, а затем вулканогенно-осадочные образования эоцена и олигоцена. Юрские и меловые породы имеют незначительное распространение.

В северо-западной и южной частях зоны, сложенных преимущественно палеозойскими и триасовыми отложениями, наблюдается ряд складок примерно общекавказского простирания, местами опрокинутых к северу, а местами к югу и усложненных рядом продольных разрывов и надвигов сравнительно небольшой амплитуды. Плоскости надвигов крутые, падающие в большинстве случаев на юг, но некоторые падают круто на север.

В результате надвига в районе сел. Яйджи известняки карбона надвинуты на нижнеэоценовые отложения. Большинство дизъюнктивных нарушений произошло, по-видимому, в верхнеэоценовое время (пиренейская фаза), потому что они перекрываются весьма слабо дислоцированными олигоценовыми образованиями.

В юго-восточной и северо-восточной частях зоны, сложенных верхнемеловыми, эоценовыми и олигоценовыми отложениями, дизъюнктивные нарушения выражены слабо; отложения этого района собраны в ряд складок, простирание которых резко меняется.

В северо-западной части зоны простирание складок общекавказское, с общим падением шарниров складок на юго-восток; в юго-восточной части зоны, при том же простирании, шарниры складок падают на северо-запад, а в северо-восточной части зоны (в бассейне среднего и верхнего течения р. Нахичеван-чай) имеются складки меридионального простирания, с падением шарниров на юг. Возможно, что поперечная складчатость является частично результатом ундуляции осей складок.

Следует указать, что складки северо-восточного (антикавказского) простирания наблюдаются также в районе «Волчьих Ворот» (к югу от сел. Садарак), сложенном девонскими отложениями, а широтная складка — в нижнем течении р. Веди-чай, в верхнемеловых и эоценовых породах. Далее к западу эти складки заворачивают к юго-западу, принимая, таким образом, дугообразную форму (район к востоку от Еревана).

Плоскости надвигов в большинстве случаев падают полого на юго-запад, при этом сильнее дислоцированы надвинутые палеозойские отложения. На основании этого факта можно сделать заключение об общем движении масс с юго-запада на северо-восток.

У концов главного (Яйджинского) надвига, на северо-западе и юго-востоке, где он затухает, упираясь в поперечные по отношению к его простиранию разрывы, наблюдается вертикальное падение его плоскости.

Крупная интрузия Мегринского района выходит в ядре широкой антиклинали, северо-восточное крыло которой осложнено рядом второстепенных складок и разрывов, по которым проводится граница с вышеописанной зоной Армении.

VI. Депрессия среднего течения р. Аракс. Указанная депрессия представляет северный край следующей к югу новой крупной тектонической зоны первого порядка — Анатолийско-Иранского межгорного прогиба, отвечающего так называемым Тавридам по схеме П. Арни (1939). Эта зона в своем развитии на юго-западе характеризуется, по упомянутому автору, спорадически и всегда ограниченным развитием верхнего мела и эоцена, весьма ограниченным распространением слабо складчатого миоцена, проявлением древних осадочных масс (палеозоя и мезозоя) в форме покровных единиц, а также широко развитым метаморфизмом.

В морфологическом отношении депрессия Аракса расчленяется на две котловины — Араратскую и Нахичеванскую, испытавшие вертикальные колебательные движения разной амплитуды и продолжительности; разделены они несколькими изолированными грядами (Волчьи ворота), сложенными

среднедевонскими породами, образующими складки антикавказского направления.

Араратская котловина выполнена мощными (около 300 м) озерно-речными накоплениями верхнего плиоцена — нижнего постплиоцена и современными аллювиально-пролювиальными наносами. Скрытые под ними древние породы представлены (по данным бурения) метаморфическими сланцами верхнего протерозоя, песчаниково-карбонатной толщей девона и глинисто-песчаниковыми свитами палеогена; последний местами залегает непосредственно на протерозое. Эта котловина формировалась в течение длительного времени, так как галечники всех четырех террас плавно погружаются под современный аллювий р. Аракс.

Нахичеванская котловина отличается от предыдущей почти полным отсутствием озерно-речных накоплений, но речные террасы левобережья долины Аракса здесь также плавно погружаются к югу под современный его аллювий и четвертичные лавы. Древние породы здесь представлены мощной гипсо-соленосной толщей олигоцена-миоцена (?), слагающими так называемую наложенную мульду, осадочно-вулканогенными свитами эоцена и мощным песчаниково-карбонатным комплексом девона — карбона — перми — триаса. Отложения юры и верхнего мела здесь, видимо, отсутствуют (выклинились) и развиты лишь далее к северо-востоку, в Нахичеванской зоне.

Здесь же следует отметить, что следующая к востоку Джульфинская котловина Аракса, входящая в Нахичеванскую зону, является наиболее молодой; направление ущелья р. Аракс, ниже Джульфы и Ордубада, является унаследованным.

В отношении тектонического строения и происхождения Араратской котловины существуют различные мнения. Одни исследователи считали ее своеобразным грабеном, другие овоидом оседания, третьи же полагали, что она в отношении происхождения и геологического строения ее основания разнородна.

Араратскую котловину нельзя отрывать от ее геоморфологического и генетического аналога — Нахичеванской кот-

ловины. Анализ литологии слагающих эти котловины пород и их мощностей показывает, что это типичные синклинальные прогибы с относительно неоднородным тектоническим строением субстрата — в области сочленения двух различных тектонических зон. Формирование этих котловин началось еще с начала палеогена.

Сравнивая вышеописанные тектонические зоны Малого Кавказа между собою, замечаем следующие их особенности.

В Аджаро-Триалетской и Сомхитско-Ганджинско-Карабахской зонах разрез начинается с нижней юры, залегающей на метаморфических породах кембрия-докембрия; в зоне Армении на северо-западе на последних залегают верхнемеловые и третичные отложения, а в Нахичеванской зоне присутствуют девонские каменноугольные и пермские образования.

Все эти зоны построены асимметрично (южные границы представлены разрывами) и в каждой из них отмечается нарастание тектонических напряжений с юго-запада на северо-восток, что говорит об общем движении масс в том же направлении.

Выделенные нами тектонические зоны Малого Кавказа отчетливо прослеживаются в западном направлении и в пределах Турции. Нахичеванская зона соответствует там так называемым Тавридам П. Арни (1939), зона Армении и Сомхитско-Ганджинская — его Анатолидам, а Аджаро-Триалетская зона — Понтидам.

В. Е. Хаин (1949) предложил другую схему расчленения Анатолии и Малого Кавказа; он выделяет лишь две структурных зоны: 1 — поднятие Малого Кавказа и 2 — Анатолийско-Иранский межгорный прогиб. Северный край последнего захватывает Нахичеванскую зону Малого Кавказа. Главное различие между нашей схемой и схемой В. Е. Хаина заключается в том, что в качестве аналога Понтид Анатолии и Иранского Эльбурса в Закавказье указанным автором принимается весь Малый Кавказ, а самая южная Нахичеванская зона рассматривается им как аналог Анатолид Арни. Такая концепция В. Е. Хаина, основывающаяся якобы на более поздних работах по Турции и Ирану, нам тоже известных: Фюрон (1941), Шредер (1944), Щепинский (1946) и Тромп

(1947), не выдерживает критики. При таком варианте зона Анатолид Арни должна пересекаться южной границей Понтид почти вкрест простирания (см. схему Арни), а затем В. Е. Хаин принял без должной критики данные Тромпа (1947), который произвольно протягивает так называемый «пафлагонский рубец» Новака (1932, не упоминаемый В. Е. Хаином) через Эрзинджан и Эрзерум в долину Аракса, в то время как эта крупнейшая тектоническая линия Анатолии отвечает в точности вышеописанному надвигу Малого Кавказа. Любопытно отметить, что и в Анатолии это нарушение, проходящее через Ольты, Байбурт, Токат, Амасию и севернее Анкары, является северной границей распространения ультраосновных пород верхнеэоценового же возраста. Другой пояс ультраосновных пород Анатолии, среднемелового возраста, богатый хромитами, приурочен к более южной зоне.

Далее следует вкратце остановиться на так называемой поперечной складчатости Кавказа, которой некоторые исследователи придают большое значение.

Почти во всех тектонических схемах фигурирует так называемое Ставропольское меридиональное поднятие. В действительности это не антиклинальное выпучивание субмеридионального простирания, а пологие брахискладки широтного направления.

Детальные геологические исследования последних лет, сопровождавшиеся глубоким бурением и геофизическими работами, показали, что преобладающие простирания складок всюду широтные и субширотные (длина их до 20—30 км). Поперечное и субмеридиональное воздымание наложено на предыдущие складки и не играет роли в структуре всего Предкавказья в целом. Его нельзя назвать ни антиклинальным поднятием, ни антиклинальной складкой; осевая линия этого предполагавшегося субмеридионального поднятия проводилась по наибольшим местам подъема шарниров широтных складок.

Далее Л. А. Варданянц (1955) выдвинул идею о динамической связи Дагестанского выступа («клина») с Шамхорским выступом северного склона Малого Кавказа. Он считает, что принадлежность обоих выступов к поперечным

структурам обосновывается в литературе также анализом фаций и мощностей отложений и что оба выступа, вероятно, представляют результаты вдавливания к северо-востоку северной оконечности Аравийской платформы. Но с такой гипотезой никак не вяжется удивительная прямолинейность структур южного склона Большого Кавказа; кроме того, давление платформы на такое расстояние (700 км) не вяжется с законами механики упругих тел.

В Турции и Иране большое значение поперечной складчатости придавали Э. Парежас (E. Parejas, 1940) и И. В Шредер (I. W. Schroeder, 1944). Указанные авторы расчертили всю Малую Азию и Иран параллельными линиями поперечных поднятий и опусканий, причем в основу этой концепции были механически положены данные, полученные первым из указанных авторов в Швейцарии, при изучении им только одного поперечного поднятия в районе Женевы.

Э. Парежас считает, что поперечная структура является глубинной складкой орогенной зоны, переходящей с одного континента на другой и «опирающейся на отдаленные противодействия» (надо полагать края платформ; К. П.).

Совершенно непонятен механизм передачи давления на столь большие расстояния; ведь при давлении сближающихся (?) платформ, т. е. при поперечно направленных силах, жесткая масса (массы ?), подстилающая более пластические массы орогена, должна или прогибаться в продольные волны, или раскалываться по трещинам в направлении давления и диагональном, с образованием ряда различно ориентированных блоков; последние, в зависимости от падения плоскостей трещин, будут раздвигаться и сдвигаться по самым разнообразным направлениям и ни в коем случае не смогут «уложиться» в правильные параллельные поперечные ряды, обусловливающие поперечные поднятия и опускания Э. Парежаса и И. Шредера.

Необходимость возникновения диагональных разрывов «позади фронта перемещений» убедительно доказывает для Копет-дага П. И. Калугин (1945).

Указанные авторы, увлеченные своей идеей, соединили различные структуры по их случайному, чисто внешнему

сходству, подобно тому как в свое время Ф. Освальд (1916) расчертил весь Кавказ, соединив прямыми линиями различные разновозрастные и разнотипные вершины (вулканические и эрозионные) разных тектонических зон.

Указываемые И. Шредером поперечные структуры Ирана в пределах Кавказа не улавливаются, так как их нельзя, конечно, параллелизовать с наблюдаемыми там поперечными перегибами шарниров главных структурных единиц. При этом, последние и не попадают на продолжение направлений поперечных структур Э. Парежаса и И. Шредера.

По нашему мнению, здесь, как и на Кавказе, протекали сложные колебательные движения, обусловившие разнообразие фаций и смену мощностей, причем большое значение имели промежуточные массивы, роль которых упомянутыми авторами не учтена.

Из анализа геологической карты Кавказа и схемы структурно-тектонического районирования этой области отчетливо вытекает, что здесь имели место неоднократные перемещения крупных тектонических глыб, ограниченных разломами, которые неоднократно омоложались. Некоторые из этих глыб имели удлиненную форму; концы их представляются в виде клиньев (зона южного склона, Аджаро-Триалетская). Воздымание этих глыб, естественно, не могло быть одинаковым по всей их длине, они имели уклон в ту или другую сторону, были разнонаправленными, почему на них и отлагались в соответствии с этим осадки разных возрастов и в различных фациях.

Некоторые крупные разломы, несомненно, кулисообразно смещались; так, например, продолжением (смещенным к юго-востоку) разломов зоны Передового хребта вполне можно считать разрывы Рачинско-Тианетской зоны.

Интересно отметить известную симметрию в структуре северного Дагестана и района южного склона Главного хребта к северу от линии Кутаиси — Зугдиди — Сухуми.

На карте и схеме отчетливо видно, что сопряжение глыб происходило только по диагональным разломам. Крупных разломов (регионального порядка) меридионального направления на Кавказе нигде не констатировано.

Очередной задачей дальнейших детальных геотектониче-

ских исследований должно являться выяснение взаимоотношений различных зон, с помощью структурно-фациального анализа.

ОРОГЕНИЧЕСКИЕ ФАЗЫ, СТРУКТУРЫ, ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Сводки и обобщения по указанным вопросам выполнялись за советский период исследования Кавказа неоднократно, в соответствии с различными этапами его геологического изучения (А. П. Герасимов, В. П. Ренгартен, Л. А. Вардаянц, И. Г. Кузнецов, С. С. Кузнецов, В. Н. Робинсон, В. В. Белоусов, К. Н. Паффенгольц, А. И. Джанелидзе, П. Д. Гамкрелидзе, В. Е. Хаин и др.).

Восстановить однако полностью историю геологического развития Кавказа весьма затруднительно, так как древнейшие породы этого горного сооружения представлены кристаллическими сланцами, еще мало расчлененными, возраст которых до настоящего времени еще в достаточной степени не уточнен.

На протяжении всей истории своего развития Кавказ представлял собою развивающуюся подвижную зону с многочисленными этапами осадконакопления, видоизменявшимся мощными складкообразовательными и глыбовыми движениями, сопровождавшимися нередко проявлениями вулканизма как в эффузивной, так и в интрузивной форме.

Попытки дать общее представление о структуре Большого Кавказа делались неоднократно; в последнее время большинство исследователей принимает наличие на Кавказе веерообразной структуры, причем Л. А. Варданянц (1940) и В. П. Ренгартен (1944) полагают, что главную роль в формировании веера играли предкелловейские движения. Такое положение признать нельзя, так как сложная структура Большого Кавказа начала слагаться, вне сомнения, еще в доюрское время, а затем она является, конечно, в разных участках этого горного сооружения различно построенной.

По данным Г. М. Ефремова, в строении Большого Кавказа в его северо-западной части признаки веерообразной

структуры констатируются только в глубоком разрезе ущелья р. Белой. На остальном протяжении, вплоть до долины р. Баксан в мезокайнозойских отложениях не наблюдается даже следов веера. Отчетливо веерообразная структура вырисовывается вновь только в разрезе по р. Урух и далее на восток, на всем протяжении центральной части Кавказа.

В строении южного крыла веера принимают участие согласно дислоцированные породы, возраст которых датируется от нижнего лейаса до третичных отложений включительно, что находится в противоречии с гипотезой о предкелловейском возрасте веерообразной структуры.

Северное же крыло веера в одном случае (в долине р. Терек) несогласно перекрывается келловеем, в другом (в бассейне р. Ардон) — верхнетоарскими отложениями и, следовательно, имеет доверхнетоарский возраст.

Как указывалось, при построении предложенной схемы придавалось преимущественное значение в структурообразовании какой-либо одной из фаз тектогенеза, хотя даже мезокайнозойская история Большого Кавказа характеризуется большим числом крупных тектонических фаз. Так, например, Л. А. Варданянц (1943) в мезо-кайнозое выделяет 11 крупных фаз. Кроме того, структура палеозойского фундамента не рассматривается вовсе.

В Малом Кавказе все структуры сложены обычно складками волнового типа, осложненными, в соответствии с местоположением в тектонической зоне, разрывными нарушениями различного характера. В Аджаро-Триалетской зоне складки опрокинуты к северу — на Дзирульский массив (составную часть Грузинской глыбы), а в южной части зоны также и к югу. В северной полосе Армянской зоны наблюдается ряд изоклинальных складок, опрокинутых к югу, в результате подвига под моноклиналь Сомхитско-Ганджинской зоны. Наконец, в северной части Нахичеванской зоны складки опрокинуты к северу, в результате надвига палеозойских отложений на верхнемеловые и эоценовые. Возраст (верхний предел) окончательного формирования этих структур определяется довольно точно как верхнеэоценовый.

Ниже делается попытка выявить значение в истории геологического развития Кавказа различных орогенических фаз, начиная с докембрия.

1. Докембрийская эра. Отложения этого времени представлены на Кавказе разнообразными глубоко метаморфизованными породами. Большинство этих образований — гнейсов и кристаллических сланцев — первоначально было нормальными осадочными породами, следовательно в то время территория Кавказа была покрыта морем. Различные фации отложений и их колоссальная мощность позволяют говорить о геосинклинальном типе накопления.

Древнейший период седиментации закончился весьма сильными орогеническими движениями и внедрением магматических пород. В дальнейшем все породы докембрия подверглись глубокому региональному метаморфизму, а также контактовому, под воздействием интрузий.

Г. М. Ефремов (1941) высказывает предположение, что допалеозойские образования на территории Северного Кавказа отсутствуют; вышеописанные же породы он считает нижнепалеозойскими, метаморфизованными под влиянием раннекаледонских интрузий. Последующий же региональный метаморфизм превратил эти породы в кристаллические сланцы, а интрузии — в ортогнейсы.

2. Кембрийский и ордовикский периоды. Отложения кембрия и ордовика на Кавказе пока встречены в незначительном числе пунктов, причем ордовик фаунистически еще не доказан. Фаунистически охарактеризованный кембрий встречен в хребте Дженту, в бассейне р. Малки (отдельные глыбы известняков) и в Дзирульском массиве. Далее отложения эти трудно отличимы, с одной стороны, от пород, относимых к верхнему докембрию, а с другой — от метаморфических пород готландия и девона.

Отношение осадочной серии нижнего палеозоя к верхнему докембрию в Большом Кавказе не ясно. Нижнепалеозойская серия (мощностью до 3000 м) представлена осадочно-вулканогенным геосинклинальным комплексом; терригенные осадки превращены в метаморфические сланцы и кварциты; местами наблюдаются горизонты мраморизованных известня-

ков. Вулканогенные породы превращены в порфироиды и туфосланцы.

Характерными являются, по Г. М. Ефремову, породы с альбит-хлорит-серицит-эпидот-актинолитовой ассоциацией минералов.

Разрезы толщ нижнего палеозоя северо-западной части Кавказа показывают, что складчатые структуры этого времени характеризуются наличием сравнительно простых складок волнового типа близширотного направления. Местами наблюдается более крутой наклон южных крыльев складок и более сложное их строение.

В конгломератах, условно относимых к девону, встречается галька пород нижнепалеозойского метаморфического комплекса. Эти данные позволяют отнести первую орогеническую фазу на Северном Кавказе к концу нижнего или началу верхнего силура (древнекаледонская фаза).

Этот вывод подтверждается, по Г. М. Ефремову, также и тем, что посленижнесилурийские породы метаморфизованы менее по сравнению с нижнепалеозойскими.

О наличии на Кавказе интрузивных пород, связанных с указанной древнекаледонской фазой диастрофизма, данных пока не имеется.

3. Силурийский период. Отложения этого времени известны лишь на незначительных площадях; представлены толщей (до 1400 м) филлитов с несколькими горизонтами известняков с богатой фауной, отвечающей двум верхним ярусам готландия.

4. Девонский период. К нижнему и среднему девону условно относятся мощные (свыше 3000 м) толщи метаморфизованных конгломератов, эффузивов, песчаников и сланцев с подчиненными им горизонтами известняков.

Нахождение этих осадков в зоне Передового хребта на протяжении свыше 160 км говорит о бывшей здесь депрессии, параллельной современному Кавказу; судя по распределению грубообломочных фаций, суша (снос материала) находилась к северу от нее.

В долине р. Марух В. Н. Робинсон наблюдал непосредственное налегание отложений верхнего девона на метамор-

фические сланцы, что дает основание относить последние к верхнему силуру, нижнему и среднему девону. Ввиду разобщенности выходов пород нижнего и среднего девона, общая картина тектонических деформаций в этот период остается неясной.

В долинах рр. Кубани и Теберды породы указанного возраста имеют довольно спокойное залегание и образуют, по Г. М. Ефремову, крупную антиклиналь, с севера и юга обрезанную крупными разломами.

Вышеуказанное крупное несогласие и трансгрессивное залегание отложений верхнего девона обусловлено проявлением предверхнедевонской орогенической фазы; с ней связывается внедрение «красных» гранитов и всего комплекса сопровождающих их пород до ультраосновных включительно.

5. **Нижнекарбоновая эпоха.** В течение девона и затем до визе в Большом Кавказе продолжалось накопление геосинклинальных осадков, представленных эффузивами, песчаниками, сланцами, конгломератами и известняками; весь комплекс пород ныне относительно слабо метаморфизован. Мощность осадков нижнего карбона около 4000 м. Фаунистически охарактеризованные породы визе залегают непосредственно на древних кристаллических сланцах, что свидетельствует о протекавших здесь крупных дислокациях предвизейского времени. С этой фазой связывают внедрение «серых» гранитов (гранитов Главного хребта) и всего комплекса сопутствующих им пород.

По данным В. Н. Робинсона (1938), отложения верхнего девона в бассейне р. Марух образуют сравнительно простые складки; в бассейне р. Теберды наблюдаются складки с более крутыми северными крыльями.

Последовательность накопления осадков нижнего карбона изучена слабо; в верховьях Малой Лабы и по р. Кубани породы нижнего карбона имеют сложное складчатое строение. Простирание складок близкое к широтному.

Складчатая структура в карачаевской свите по р. Кубани представляет падающую к югу моноклиналь, обрезанную широтным сбросом. Налегающие на них породы среднего карбона и перми образуют весьма пологие складки, а юра

залегает почти горизонтально. Поэтому можно полагать, что складки в нижнем карбоне связаны с движениями предсреднекарбоновой фазы и позже не претерпели значительного усложнения.

6. Средне- и верхнекарбоновая эпохи. Фаунистически охарактеризованные отложения среднего карбона залегают в Большом Кавказе с резким угловым несогласием на различных по возрасту породах — на сланцах нижнего палеозоя (рр. Большая и Малая Лаба, Уруп), на отложениях девона (рр. Аксаут, Марух, Теберда), а также нижнего карбона (р. Кубань). Эти факты указывают на протекавшие здесь крупные тектонические движения (судетская фаза) перед средним карбоном, сопровождавшиеся мощной денудацией.

Отложения среднего и верхнего карбона приурочены, главным образом, к зоне Передового хребта (от р. Белой до р. Чегем, на протяжении 250 км), достигая мощности 1300 м. Средний карбон представлен преимущественно песчаниками, глинистыми сланцами с прослоями каменных углей и туффитами; конгломераты редки. В верхнем карбоне преобладают песчаники и конгломераты; это озерные и болотные фации, обломочный материал поступал с юга.

Как в среднем, так и в верхнем карбоне констатируются проявления вулканизма, обусловившие присутствие в разрезе покровов кварцевых порфиров и их туфов.

Данные разведки Толстобугорского месторождения каменного угля (бассейн р. Большой Зеленчук) показали наличие тектонической фазы между средним и верхним карбоном (астурийская фаза). Отложения карбона сильно размыты во время обширной нижнепермской трансгрессии, почему они сохранились сравнительно небольшими участками. Реконструируя по ним складки, можно видеть, что складчатая структура предпермского периода представляла собою серию широких антиклиналей и синклиналей довольно крупных размеров, с отчетливо выраженным погружением шарниров; крутизна крыльев складок различна, простирание их осей преимущественно широтное.

7. Пермский период. В конце карбона и в начале перми на территории Большого Кавказа протекала крупная ороге-

ническая фаза, в результате которой более древние образования были интенсивно дислоцированы. Вслед за этой фазой последовала крупная трансгрессия; местами же, вследствие дифференцированных погружений отдельных блоков субстрата имела место ингрессия нижнепермского моря (К. В. Миклухо-Маклай, 1954).

Анализ нижнепермской фауны Большого Кавказа показал, что нижняя толща серых песчаников и конгломератов формировалась в прибрежно-морских условиях. Можно полагать, что в самом начале нижней перми в одних районах создались условия для накопления карбонатных илов, а в других — для песков и галечников. Формирование же нижней красноцветной толщи происходило уже в мелководных бассейнах озерного типа. В конечном этапе накопления этой толщи в бассейне рр. Большой Лабы и Кубани блоковые движения привели к покровным излияниям эффузивов и накоплению туфовых толщ.

В период образования верхней красноцветной толщи условия осадконакопления существенно изменились в результате усиления поднятий в зоне Главного хребта. Дифференцированные поднятия начались видимо еще частично со времени формирования нижней красноцветной толщи, вследствие чего области накопления верхней красноцветной толщи значительно сократились.

В указанное время происходило формирование прибрежных фаций типичных для предгорной полосы. В конечном этапе нижнепермской эпохи осадконакопление на большей части территории Большого Кавказа прекратилось, за исключением районов Большой Лабы и Белой.

Основной областью питания обломочных толщ нижней перми была зона устойчивых поднятий Главного Кавказского хребта. Меньшее значение, как область размыва, по-видимому, имело Предкавказское поднятие, возникшее еще в среднем карбоне. По мнению В. Н. Робинсона и С. С. Круглова, это поднятие существовало только в период формирования верхней красноцветной толщи и существовало до апта.

Верхняя пермь представлена уже морскими отложениями, залегающими несогласно на породах различного возра-

ста, что свидетельствует о наличии предшествовавших довольно крупных тектонических движениях (предверхнепермская фаза).

В эпоху верхней перми рассматриваемая область претерпела более или менее равномерное погружение, что вызвало трансгрессию моря с запада. Значительное расчленение рельефа в начальные этапы существования верхнепермского бассейна обусловило накопление песчано-конгломератовых толщ кутанского горизонта. Согласное залегание нижней и верхней перми в бассейнах рр. Белой и Большой Лабы и сходство вещественного состава их показывает, что условия осадконакопления того времени здесь существенно не изменились. Однако на большей части территории, где верхнепермские накопления лежат трансгрессивно и несогласно на более древних образованиях, в том числе и на нижней перми, на рубеже нижне- и верхнепермской эпох, произошли существенные палеогеографические изменения.

В никитинское время прогрессирующее равномерное опускание и нивелировка приподнятых участков Большого Кавказа привели к формированию органогенных образований — водорослево-фораминиферовых карбонатных илов. В дальнейшем (уруштенское время) условия осадконакопления значительно дифференцировались: в более или менее стабильных участках, удаленных от областей сноса, начался рост рифовых массивов (Раскол-скала, юго-восточная часть хр. Пшекиш, балка Никитина, р. Бескес), другие же участки характеризовались накоплением мелкообломочных толщ (р. Малая Лаба). Можно полагать, что большая часть терригенных осадков уруштенского горизонта была размыта в эпоху предтриасового перерыва. В самом конце перми (абагское время) осадконакопление происходило лишь в западной части Большого Кавказа, к западу от р. Белой; в этот отрезок времени формировались карбонатные породы абагского горизонта.

Распространение отложений уруштенского и абагского горизонтов показывает, что поднятия в конце верхней перми (уруштенское время) охватили, в первую очередь, более восточные районы (бассейны Большой и Малой Лабы), а затем (абагское время) распространились и на более западные

районы (бассейн р. Белой). Эти поднятия привели к резкой регрессии моря и повсеместному перерыву в осадконакоплении на рубеже перми и триаса. Затем последовала орогеническая фаза, а за ней нижнетриасовая трансгрессия.

В верховьях р. Кубани (бассейны рр. Архыза и Теберды) распространены песчанистые красноцветные конгломераты с галькой известняков, содержащих верхнепермскую фауну. Подобные же конгломераты имеются в районе массива Фишт. Возраст этих образований различными исследователями определялся по-разному (P_1; P_2; T_1), но большинство фактов свидетельствует в пользу нижнетриасового возраста конгломератов указанных районов.

Породы нижней перми всюду слагают широкие очень крупные складки со сравнительно пологим залеганием крыльев. Местами наблюдается повторение складок среднего карбона и в нижнепермских отложениях, в других же — резкое несоответствие складчатых структур перми и карбона, обусловленное крупными угловыми несогласиями в залегании пород указанных возрастов.

Ввиду того, что верхнепермские отложения сохранились лишь на незначительных участках, нельзя ничего сказать о характере складок указанного времени.

С предверхнепермской (пфальцской) фазой диастрофизма некоторые исследователи связывают небольшие интрузии гор Ятыргварты и Магишо (между рр. Большая и Малая Лаба). Комплекс этих пород отличается большим разнообразием: основные эвкриты, габбро, габбро-диориты, монцониты, гранодиориты, граниты.

8. Триассовый период. Отложения триасового времени обнажаются в Большом Кавказе только в его северо-западной части, на сравнительно небольшой площади. Залегают они там резко несогласно и трансгрессивно на различных более древних породах, вплоть до нижнепалеозойских, что свидетельствует о весьма интенсивных предшествовавших тектонических движениях и последующей трансгрессии.

Перерыв в осадконакоплении отвечает, по-видимому, верхам верхней перми и низам нижнего триаса.

Большая мощность (до 1500 м) осадков триаса говорит

о геосинклинальном характере прогиба, существовавшего, по В. Н. Робинсону, на месте так называемого Передового хребта. Этот бассейн испытывал колебательные движения, обусловившие смену фации и мощностей в различных его участках (дифференцированные движения), а также местные (?) перерывы и несогласия (лабинская фаза). Вулканических проявлений в эффузивной форме среди отложений триаса не констатировано, равно как и интрузий, связанных с лабинской и древнекиммерийской фазами.

Отложения триаса слагают пологие складки близширотного направления, местами осложненные разрывами.

Геологическая история Малого Кавказа в течение палеозойского и триасового времени заметно отличается от таковой Большого Кавказа за этот отрезок времени.

Разрез от среднего девона до среднего триаса включительно представлен в Малом Кавказе единой, согласно пластующейся серией пород, с преобладанием карбонатных фаций. Раньше здесь были установлены, на основании фауны, все отделы и ярусы соответствующих систем; ныне, как указывалось выше, на основании переопределения некоторых форм и нахождения новой фауны, доказывается отсутствие среднего и верхнего карбона и наличие в таком случае здесь скрытого перерыва в осадконакоплении (Р. А. Аракелян, 1952).

Досреднедевонский период на территории Малого Кавказа остается неясным из-за отсутствия соответствующих отложений; вероятно они на этой площади и не отлагались".

В эйфельском веке юго-западная часть Армении представляла собою мелкое открытое море, в котором широко развивались коралловые фации и отлагались мощные толщи известняков (до 350 м) как органогенного, так и химического происхождения.

---

* В структурной скважине района г. Дагна (в северо-западной части Нахичеванской АССР) глубиной около 1800 м были вскрыты (после среднего девона, мощностью около 300 м) лишь нижнедевонские отложения; представлены они ритмическим чередованием глинистых сланцев, известняков и песчаников. Все породы характерного черного цвета, обычно углистые, графитизированные, нередко пиритизированные.

В живетском веке существенных изменений в жизни бассейна не происходит; мощность отложений увеличивается к юго-западу (от 220 до 470 м).

Переход от среднего девона к верхнему происходит без перерыва в осадконакоплении; лишь на границе происходит резкое увеличение привносимого терригенного материала.

Таким образом, продолжается дальнейшая эволюция суши, увеличивается частота колебательных движений, особенно заметная во франском веке. Этими движениями обусловлено накопление перемежающихся свит песчанистых и глинистых сланцев, известняков, прослоев песчаников. Мощности также увеличиваются к юго-западу (от 276 до 392 м). Начинает широко развиваться брахиоподовая фауна.

В нижнефаменское время происходит резкое скачкообразное поднятие, чем обусловливается изменение фаций и фауны отложений этого яруса. Мощности также увеличиваются к юго-западу (от 143 до 166 м); разрез представлен глинистыми сланцами, кварцитами, известняками. В северо-восточной части бассейна, в районе сел. Эртич (р. Арпа), наблюдаются признаки близости береговой линии (косая слоистость, ленточная текстура, увеличение кластического материала).

Переход от верхнего девона к нижнему карбону происходит без перерыва в осадконакоплении; констатируются дифференциальные колебательные движения. Бассейн в верхнетурнейское время мелеет, на что указывает развитие карбонатно-коралловой фации в данное время. В крайних восточных и северо-восточных частях бассейна в турнейский век продолжают накапливаться прибрежные осадки.

В визейский век существенных изменений в условиях жизни бассейна не происходит; к концу же этого времени вся область постепенно и равномерно поднимается, выходит (?) из-под уровня моря, обусловив перерыв в осадконакоплении в течение всего среднего и верхнего карбона.

В пермский период вся область вновь приобретает геосинклинальную тенденцию, она покрывается мелким морем, наступавшим, видимо, с юго-востока; на это указывает одно-

образная карбонатно-фораминиферо-коралловая фация данного периода на всей территории Армении.

В это время происходили и дифференциальные колебательные движения, констатируемые на основании изменения мощностей осадков и периодического изменения фауны (исчезновение кораллов и появление брахиопод). Указанные колебательные движения проявились более эффективно в конце пермского периода, обусловив появление песчано-углистых пород в северо-западной и южной частях территории и глинистых известняков с обильной брахиоподовой фауной в восточных и юго-восточных районах Армении.

В триасовый период западные части территории Армении имели тенденцию поднятия, а восточные и юго-восточные части — тенденцию опускания, на это указывает развитие мощных отложений триаса в карбонатной фации в юго-восточных частях Армении и Нахичеванской АССР.

В верхнем триасе завершается поднятие северо-западного и западного районов и появляются угленосные фации верхнего триаса (норийский ярус) в районе сел. Джирманис (верховье р. Веди).

В юрский период эта территория совершенно выходит из-под воды, и прогиб перемещается далее на юго-запад.

9. Нижне- и среднеюрская эпохи. На границе триаса и юры вся территория Кавказа была охвачена интенсивными тектоническими движениями, обусловившими коренную перестройку прежних его структур. Эта предлейасовая (древнекиммерийская) орогеническая фаза является для всего Кавказа региональной и самой крупной. Лейас ложится различными своими горизонтами трансгрессивно и во многих случаях с резким угловым несогласием на породы самого различного возраста, вплоть до гранитов и кристаллических сланцев Главного хребта. Такая же картина наблюдается и в Малом Кавказе (Храмский и Локский массивы).

Для суждения о характере складчатости этого периода мы не имеем никаких данных. Судя же по мощности осадков, смытых перед лейасом, можно полагать, что поднятия этого периода были весьма интенсивными.

На участке между рр. Теберда и Малая Лаба отложения лейаса слагают так называемую юрскую депрессию, залегая трансгрессивно на интенсивно дислоцированных породах палеозоя и триаса. Слагают полого падающую к северу моноклиналь, на фоне которой наблюдаются полого-складчатые структуры и дизъюнктивные нарушения (с подвижками с севера на юг) послесреднеюрского возраста (Н. В. Ренгартен и З. М. Старостина, 1956).

По данным И. Р. Кахадзе (1947), в Главном хребте опусканию подвергаются только восточная и западная его части, в то время как центральная его часть вместе с Сванетским поднятием остаются над уровнем моря. Эта центральная приподнятая часть Главного хребта не погружалась, по данным указанного автора, под воду также и в продолжение всей нижней и средней юры, что заслуживает особого внимания.

Можно полагать, что общее простирание складчатых форм Большого Кавказа уже тогда установилось в кавказском направлении (запад—северо-запад—восток—юго-восток), что вытекает из анализа складчатости триасовых образований, выступивших из-под более полого залегающего покрова лейаса и из расположения полос выходов разных членов палеозоя. Зона наибольшего поднятия всех складок и тектонических элементов древнекиммерийской орогении в основном совпадала с Главным хребтом Большого Кавказа и севанской зоной в Малом Кавказе.

Погружение территории Большого и Малого Кавказа под уровень моря происходило в лейасе постепенно; центральные части бывшего поднятия заливаются морем в конце нижнего или вернее в начале среднего лейаса. До начала верхнетоарского времени накопились мощные (свыше 3000 м) толщи песчаниково-сланцевых, а местами и вулканогенных отложений.

Перед верхним тоаром, а в восточной части Кавказа возможно несколько ранее, протекает крупная орогеническая фаза, устанавливающаяся по резко несогласному залеганию верхнего тоара на среднем в центральной части Кавказа и по резкому различию в складчатых структурах дотоарских и послетоарских отложений в восточной.

В этот период в северной области Большого Кавказа воз-

ник антиклинорий с осью, близко совпадающей с современной водораздельной линией Главного хребта. Южное крыло антиклинория имело моноклинальный характер, а северное характеризуется наличием линейных, сильно сжатых, по существу изоклинальных складок, опрокинутых к северу.

На общем фоне однообразной складчатости северного крыла обособлялись более крупные структуры — Главный и Сугано-Дигорский антиклинальные хребты, Штулу-Харесская и Тырныаузская синклинальные структуры.

Крупные тектонические элементы северного крыла отделены одна от другой крупными надвигами, падающими к югу. Для синклинальных областей характерно развитие многочисленных более мелких надвигов.

В центральной части Кавказа простирание предверхнетоарских складок широтное; к северу складчатая структура сменяется, видимо, моноклиналью.

В связи с широтным простиранием складчатой зоны в западном направлении моноклиналь северного крыла приближается к водораздельному гребню; лишь в верховьях р. Малой Лабы намечается поворот складок к северо-западу, в связи с чем в бассейне р. Белой изоклинальные складки появляются вновь на северном склоне. В восточном направлении наблюдается некоторое изменение направления зоны складок к юго-востоку.

С лейасовым осадконакоплением совпадает излияние лав и выбросы пирокластических образований порфиритового и кварцево-порфирового состава, охватывающих сравнительно небольшие территории в приказбекском районе (г. Кабарджин), в Северной Осетии, Дигории, Черекском районе и бассейнах рр. Малки и Кубани.

Серию отложений от тоара до средней юры включительно, представленных эффузивами, песчаниками и сланцами, на большей части территории Большого Кавказа можно считать непрерывной*. Сравнительно небольшие поднятия перед ааленом имеют местное значение.

---

* По указанию Н. И. Цибовского, в районе между рр. Кубанью и Баксаном наблюдается несогласное налегание нижнего аалена на тоар и верхнего аалена на нижний, с частичным выпадением последнего из разреза. К. П.

Мощность указанной серии достигает наибольшей величины (до 10 000 м) в южном Дагестане; к северу мощности уменьшаются, причем увеличивается песчанистость осадков. В центральном Кавказе, в зоне Главного хребта, мощность этой серии около 3500 м, а к северу уменьшается до 800—900 м и в бассейне р. Малки местами падает до нуля, что уже является результатом предкелловейского размывания.

Интересные данные по палеогеографической реконструкции для среднеюрского времени северного склона юго-восточного Кавказа приводит В. П. Акаева (1956). В результате детальных терригенно-минералогических исследований на указанной территории отложений аалена, байоса и бата она соответственно выделяет ряд терригенно-минералогических провинций и устанавливает области сноса, находившиеся в то время в области Каспийского моря на северо-востоке и Алазано-Агричайской депрессии — на юго-западе.

В Малом Кавказе тектонические движения перед ааленом были более крупными, чем в Большом Кавказе, обусловив трангрессивное и несогласное залегание толщи кварцевых порфиров и их туфов на «нижней» вулканогенной толще. Такого же характера движения были там и перед байосом, обусловившие широкое проявление вулканизма этого времени (как в Малом Кавказе, так и в западной Грузии).

10. Верхнеюрская эпоха. В конце среднеюрского времени кавказская геосинклиналь вновь существенно перестраивается в результате складкообразовательных процессов крупной предкелловейской (адыгейской) орогенической фазы. В этот период возникла, по данным Г. М. Ефремова, складчатая зона северо-западного простирания, представленная эшелонно расположенной серией эллиптических складок. Складки указанного времени отчетливо фиксируются в бассейнах рр. Аргуна, Терека, в Северной Осетии, Дигории и Черекском районе. Далее на запад эта складчатая зона скрыта под известняками верхней юры и вновь появляется в северо-западной части Большого Кавказа.

Типичным представителем этих складок является Садонская антиклиналь. Здесь отчетливо наблюдается сравнительно

пологое залегание верхнего тоара на сложных складках предверхнетоарской структуры.

Дизъюнктивные дислокации предкелловейской фазы представлены продольными и поперечными разрывами (надвигами, взбросами), диагональными сдвигами и др.

На территории Малого Кавказа указанная орогеническая фаза проявилась весьма слабо; местами констатируются местные поднятия.

Фации верхнеюрских отложений как в Малом, так и в Большом Кавказе характеризуются преобладанием во всех зонах карбонатных пород, местами флишевого характера (Большой Кавказ). В титонское время были широко развиты лагунные фации с гипсами и доломитами.

В Малом Кавказе в титоне происходили вспышки вулканизма (Дашкесанский и Кафанский районы).

11. Меловый период. В Большом Кавказе известна только одна орогеническая фаза этого времени — предсеноманская (австрийская), устанавливающаяся в районе Сочи. С этой же фазой движений следует связывать также туронскую трансгрессию, отмечаемую по всему Кавказу.

Слабые тектонические движения отмечены в юго-восточной части Большого Кавказа на границе турона и сенона [отзвуки предсенонской (субгерцинской) фазы Малого Кавказа].

Н. И. Цибовский указывает на поднятие, происшедшее перед валанжином в районе между рр. Зеленчук и Белой, вследствие чего эта область была полностью вновь занята морем только начиная с аптского времени.

В Малом Кавказе в меловое время имели место несколько орогенических фаз: 1 — нижнемеловая, 2 — предаптская, 3 — предсеноманская, 4— предтуронская, 5— предсенонская и 6— предкампанская. Наиболее крупными были нижнемеловые фазы, а затем предсенонская. Но необходимо подчеркнуть, что в одном лишь районе восточной части Малого Кавказа (бассейн среднего течения р. Воротан в Зангезуре) констатирован непрерывный согласный разрез мела в карбонатной фации, но с сокращенными мощностями (до 1500 м). Здесь проходила интрагеосинклиналь указанного времени.

В апт-альбе, сеномане и нижнем сеноне в Малом Кав-

казе констатированы обширные проявления вулканизма.

В более слабой степени они протекали в сеноманское и сенонское время в западной Грузии.

12. Третичный период. Тектонические движения на границе мезозоя и кайнозоя имели на территории Кавказа сугубо дифференциальный характер. На Северном Кавказе эти движения констатируются лишь в районе Минеральных Вод, где палеоценовые слои лежат местами несогласно (?) на слоях кампанского яруса, отделяясь от них базальным конгломератом. Затем признаки несогласия устанавливаются между нижнетретичными и сенонскими отложениями в районе сел. Маджалис (Дагестан) и в Кубанском нефтеносном районе.

В Малом Кавказе орогеническая фаза между сеноном и эоценом (ново-ларамийская) проявилась весьма отчетливо, особенно в Сомхитско-Ганджинской тектонической зоне, где средний эоцен залегает на средней юре. Может быть с ней связаны некоторые интрузии этой зоны.

Пиренейская фаза, приуроченная к верхам эоцена, на Северном Кавказе проявилась лишь местами и выражается трансгрессивным залеганием майкопа на фораминиферовой толще эоцена. Наиболее интенсивные дислокации этого времени констатированы в Кубанском нефтеносном районе (см. рис. 32).

Местами эта фаза движений сопровождалась интенсивными проявлениями вулканизма, выраженного прослоями пеплов в толще майкопских глин и особенно мощной толщей кислых эффузивов (липариты-дациты и их пирокласты) района Баксано-Чегемского водораздела (к западу от Нальчика).

В Малом Кавказе пиренейская фаза проявилась весьма интенсивно во всех тектонических зонах; с ней связано внедрение ультраосновных пород Армянского офиолитового пояса, а за ними и гранитоидов и формирование главного надвига Малого Кавказа.

С последующими же движениями связаны интенсивные проявления вулканизма в эффузивной форме (вулканогенная толща олигоцена Малого Кавказа), идентичные таковым центральной части северного склона Большого Кавказа.

В Большом Кавказе предэоценовым и верхнеэоценовым движениям не придавали раньше большого значения; ныне же полагают, что их надо выделить в качестве особого этапа диастрофизма, с которым связано формирование складчатых зон в мезозойских отложениях в северо-западной части Кавказа, в Дагестане и других местах.

Для миоценового времени в области Северного Кавказа складкообразовательных движений не констатировано. Вы-

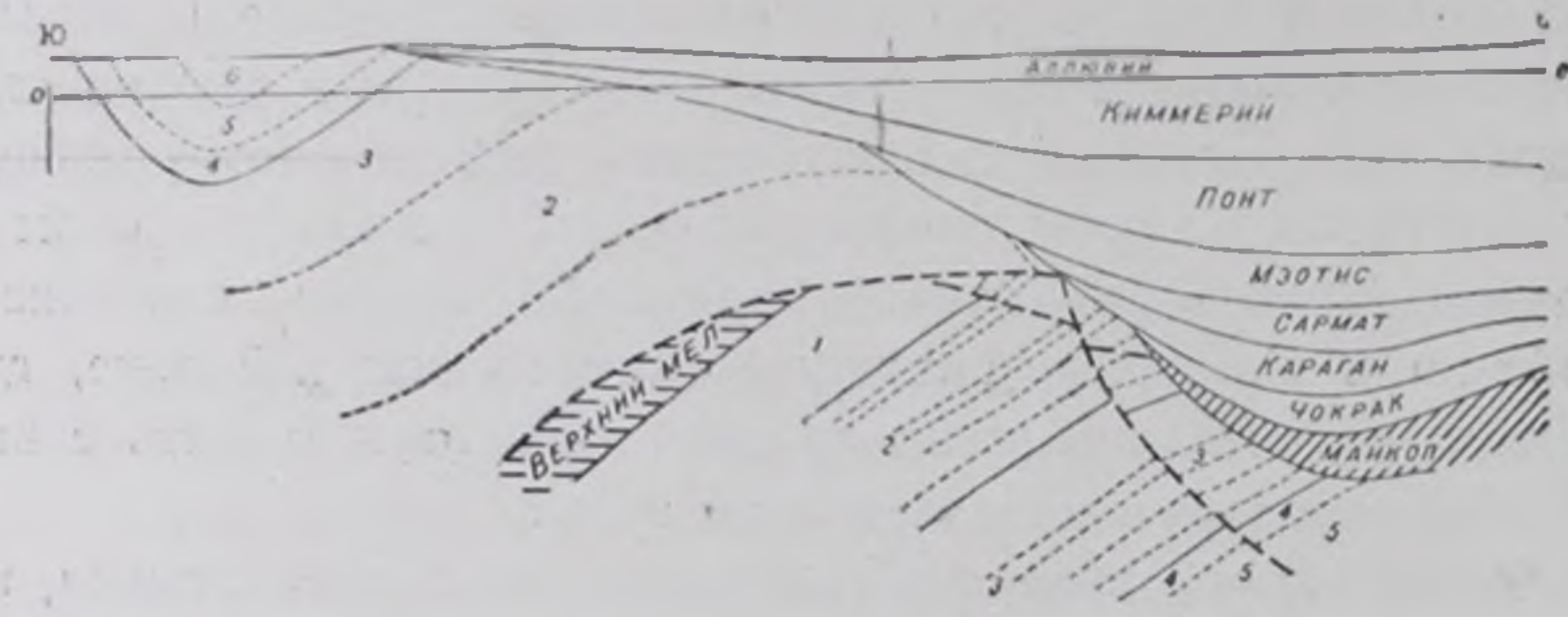


Рис. 32. Геологический разрез Ахтырско-Бугундырского месторождения нефти. Составила Н. Т. Наумова (1954);
1—эльбурганская свита, 2—свита горячего ключа, 3—абазинская свита, 4—кутаисская свита, 5—калужская и хадыженская свиты, 6—белоглинская (белая) и кумская свиты.

явлены лишь трансгрессивное положение чокракских и караганских отложений и частая смена фаций последних в вертикальном разрезе (Терский хребет).

В западной Грузии, начиная с нижнемайкопского времени, установились уже основные черты распределения геотектонических режимов, которые с небольшими изменениями сохраняются до конца среднесарматского века.

Крупные тектонические движения констатируются в послесарматское время — перед мэотисом; отложения последнего залегают трансгрессивно и несогласно на более древних осадках.

Г. Д. Ажгирей (1953) полагает, что «в верхнем неогене и частью в постплиоцене в центральных зонах Кавказа произошла настоящая переработка более древних, мезозойских и палеогеновых структур, с образованием главных форм ныне

наблюдаемых складок». На основании вышеизложенного вытекает, что для такого заключения нет оснований; формирование основной структуры Кавказа закончилось в нижнем миоцене.

В Малом Кавказе на границе олигоцена и миоцена констатирована крупнейшая орогеническая фаза и последующая за ней трансгрессия; отложения олигоцена залегают местами на породах кембрия — докембрия. С этой фазой связано внедрение наиболее крупных гранитоидных интрузий юго-восточной части Малого Кавказа, играющих ведущую роль в металлогении области. С ней же может быть надо связывать и так называемые неоинтрузии Большого Кавказа, также металлоносные.

Предмэотические и предсарматские тектонические движения в Малом Кавказе выявлены в нескольких пунктах, но полностью еще не изучены.

В Большом Кавказе отмечается во многих районах трансгрессивное и несогласное налегание понта на мэотические осадки; в других же районах отложения указанных ярусов нерасчленимы. Ближе к горному хребту, на обоих его склонах наблюдается резкая смена фаций и появление (нередко уже в верхнем сармате) грубообломочных образований.

С начала плиоценового времени почти всюду наблюдается смена морского режима континентальным.

Следующие (за предпонтической) фазы складкообразования плиоценового времени проявились в общем слабо, притом только по периферии горной области; движения эти были дифференциальные и носили в основном эпейрогенический характер.

При современном состоянии изученности Кавказа все же еще невозможно дать характеристику особенностей структурообразования в отдельные фазы третичного тектогенеза. Позднеальпийская структура Большого Кавказа может быть рассмотрена как суммарный эффект всех тектонических движений третичного, а может быть и четвертичного времени.

Наиболее отчетливо позднеальпийская структура Большого Кавказа вырисовывается в северо-западной его части; здесь, в разрезах по долинам рр. Пшехи, Белой и через вершину г. Фишт она представляется в виде антиклинория, с моноокли-

нальным, сравнительно пологим северным крылом и сложно-складчатым, опрокинутым к югу южным крылом, осложненным многочисленными надвигами. Сравнительно узкая область перехода между крыльями антиклинория представлена одной или двумя относительно простыми складками (Г. М. Ефремов, 1948), слегка опрокинутыми к югу.

Подобный характер позднеальпийской структуры сохраняется до долины р. Ардон*, где моноклиналь северного крыла осложняется уже серией надвигов, падающих к северу. Еще восточнее в северном крыле антиклинория появляются уже складки, строение которых постепенно усложняется; южное крыло и здесь по-прежнему имеет сложное чешуйчатое строение.

Ось позднеальпийского антиклинория в северо-западной части Кавказа совпадает примерно с орографической осью Главного хребта и имеет северо-западное простирание. Восточнее меридиана Эльбруса эта линия принимает почти широтное направление и в верховьях долины р. Ардон располагается севернее водораздельного гребня, проходя через гору Тепли, и совпадает с тектонической зоной Главного хребта. Далее к востоку от верховья р. Андийское Койсу. осевая линия антиклинория приобретает вновь юго-восточное простирание.

Таким образом, позднеальпийский антиклинорий является обратным по отношению к предверхнетоарскому; осевые линии их почти совпадают.

Разрывные дислокации позднеальпийской структуры представлены надвигами и взбросами, особенно многочисленными на ее южном крыле. Довольно широкое развитие получили сбросы, образовавшиеся после формирования складок.

В свете изложенных представлений об истории формирования мезокайнозойской структуры Большого Кавказа становится понятным, почему оказались безуспешными попытки дать представления об его общей схеме строения.

---

* По данным Н. И. Цибовского, к западу от р. Ардон наблюдаются складки с субмеридиональными осями. К. П.

Там, где в Дигории, Осетии и Дагестане сохранилось от размыва северное крыло предверхнетоарского антиклинория и южное крыло позднеальпийского антиклинория отчетливо вырисовывается его всерообразное строение. В западной же части Кавказа, где в разрезах наблюдается структура преимущественно верхнего, позднеальпийского яруса, всерообразная структура отсутствует.

Некоторые исследователи (Г. Д. Ажгирей и др.) отрицают наличие на Северном Кавказе предверхнетоарской орогенической фазы, но С. С. Кузнецов (1956) приводит в пользу ее достаточно убедительные факты (см. его колонки, зарисовки и разрез).

История геологического развития Кавказа, несомненно, тесно связана с таковой Предкавказья и Донбасса. Поэтому ниже приводится краткий разбор этой истории на основе новейших материалов глубокого бурения (А. Я. Дубинский, 1953).

Начало формирования Предкавказья (Предкавказского синклинория) связано с нижне- (?) каледонским этапом; северный, Донецкий синклинорий (Большой Донбасс) начал формироваться с девонского времени, т. е. несколько позже.

Эти два синклинория являются различными как по возрасту слагающих их пород и времени заложения, так и по внутренней их сущности. Северный синклинорий развивался в более тесной связи с Русской платформой, история же Южного синклинория определялась главным образом развитием средиземноморской геосинклинальной области. Разделяющая указанные синклинории Восточная антеклиза погруженного продолжения Украинского кристаллического массива (с расположением оси примерно по линии Таганрог—Сальск) окончательно оформилась в структуру воздымания перед началом среднего карбона.

Разграничение этих двух синклинориев обозначается не только указанной антеклизой, но и опусканиями, которые выявлены геофизическими работами для кристаллических и палеозойских пород на северо-восточном склоне названной антеклизы, вдоль долины Манычей по направлению на Персиановку и Новочеркасск.

Отсутствие среднего и верхнего карбона, а также перми в скважинах Таганрога, Ростова, Каяла, Ново-Минской, Песчанокопской свидетельствует о том, что в это время здесь была суша и снос материала шел как к северу, так и к югу.

Отсутствие же триаса, юры и нижнего мела как в этой зоне, так и к югу от нее и в восточной части Северного синклинория может указывать на то, что в это время данная территория уже вместе с прилежащими с севера и юга прогибами испытала новое воздымание дифференцированного характера, обусловившее срезание верхнего палеозоя в северной части Предкавказского синклинория.

Возможно, что за указанный длительный период континентального режима имели место и частные трансгрессивные фазы, охватывавшие, преимущественно, южные зоны Предкавказского синклинория, однако, общей направленности режима они не меняли.

В предаптское время вся территория вовлекается в региональные опускания, которые с различной интенсивностью в различных ее частях развивались и в верхнем мелу.

В это время закладываются депрессии Азово-Кубанской и Терской впадин, причем на фоне общего опускания зона Восточной антеклизы Азовского кристаллического массива и зона Ставрополья проявили себя как области относительных поднятий (с сокращенными мощностями меловых отложений).

В третичное время опускание было также дифференцированным; так, например, в северной части Азово-Кубанской впадины мощность майкопа равна около 300 м, а в Ставрополье и юго-восточных Ергенях она достигает 900—1100 м. В конце первой половины миоцена в Ергенях и в конце второй половины миоцена в Ставрополье преимущественное значение получают восходящие движения, продолжающиеся здесь и доныне. Северная же часть Азово-Кубанской впадины (как и южная) с прилежащей частью Ставрополья продолжает сохранять отрицательный характер своих движений.

Таким образом, в миоцене происходили крупные изменения в геотектоническом режиме Предкавказья. В плиоценовое время в южных Ергенях и Ставрополье продолжаются

процессы дифференцированных поднятий, сопровождавшиеся образованием ряда пологих антиклиналей и синклиналей.

В самих же впадинах (Азово-Кубанской и Терско-Кумской) процессы опусканий непрерывно продолжались, что обусловило накопление значительной толщи неогеновых отложений, мощность которых непрерывно возрастает к оси впадин.

Таким образом, Ергени и Ставрополье не представляют зоны древних поднятий, как предполагали ранее некоторые исследователи. В течение большей части своей третичной (а Ергени верхнемеловой) истории эти области испытывали опускание, происходившее на дислоцированном платформенном основании (т. е. представляли синеклизы). Лишь в недавнее время развитие их получило иное направление, и они оформились в системы поднятий, несколько разновозрастные и как бы разобщенные депрессией Маныча.

Денудация Ставропольской возвышенности началась со времени отступания мэотического моря. С этого момента начались процессы выветривания и смыва — образование покровных суглинков; по мере продолжавшегося поднятия область отложения суглинков передвигалась, суглинки переотлагались несколько раз (С. А. Гатуев).

Весьма интересна история геологического развития Рионо-Куринского межгорного прогиба, изученная пока более или менее детально лишь в восточной ее части, в связи с нефтеносностью этой области.

Куринская впадина представляет собою типичный межгорный прогиб, хорошо изученный в советское время различными видами геологических и геофизических исследований. Все эти материалы детально проанализированы и обобщены в монографии В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова (1952), откуда и заимствованы приводимые ниже данные.

Куринский межгорный прогиб сформировался во второй половине альпийского цикла на основе сильно расчлененной на частые прогибы и поднятия части геосинклинальной области, в целом отличавшейся меньшим размером погружения, чем смежные зоны Большого и Малого Кавказа, т. е.

представлявшей собою относительно геоантиклинальную зону (отзвук бывшей мезозойской Куринской геоантиклинали).

Крупные поднятия Большого и Малого Кавказа, возникшие в начале кайнозоя* на месте соответствующих мезозойских геосинклиналей, разделялись указанной зоной, края которой (периферические полосы) испытывали большее погружение, чем центральная часть зоны; эти периферические полосы впадины являлись краевыми прогибами.

Окончательное формирование Куринского межгорного прогиба относится к началу олигоцена, когда краевые прогибы, смещаясь навстречу друг другу, слились в единый прогиб и наибольшие погружения сосредоточились уже в осевой полосе последнего, что согласуется со схемой В. В. Белоусова.

В олигоцен-миоценовое время в краевых частях Куринской впадины возникают новые крупные поднятия, присоединяющиеся затем либо к Большому Кавказу (Ленгебизско-Алятское), либо к Малому Кавказу (Триалетское и Талышское поднятия); только восточное продолжение Триалетского антиклинория — Чатминское поднятие — остается в пределах Куринской впадины.

К середине плиоцена, в результате указанных изменений, интенсивное погружение испытывает лишь восточная часть Куринской впадины; границы последней в начале верхнего плиоцена вновь несколько расширяются, причем общее погружение ее было дифференцированным.

В середине постплиоцена в приосевой зоне впадины возникает новое мощное поднятие — Ширакско-Аджинаурское, означающее вторичное обращение геотектонического режима в межгорном прогибе. По обе стороны этого поднятия формируются новые краевые прогибы — Алазано-Агричайский и Караязско-Евлахский. В восточной части впадины возникает в это время полоса Харамино-Сальянского антиклинория.

Дзирульский массив, замыкающий на западе Куринскую впадину, во время верхнеальпийского цикла не опускался; его воздымание, унаследованное еще с конца каледонского этапа развития Кавказа, особенно усилилось в неогене и

---

* В результате общего обращения геотектонического режима.

постплиоцене, когда от указанного массива к востоку стала распространяться поперечная волна поднятия, постепенно оттеснявшая зону максимального погружения в сторону Каспийского моря. Южная часть последнего представляет унаследованную с палеозоя устойчивую зону погружения; таким образом, Куринская впадина занимает промежуточное положение между упомянутыми унаследованными поднятием и погружением и обнаруживает наибольшую амплитуду волновых движений противоположного знака.

Развитие складкообразования в Куринской впадине подчиняется развитию волновых движений; формирование складок происходило не только в определенные эпохи складчатости (верхнем мезозое, палеогене, мио-плиоцене, верхнем плиоцене — нижнем постплиоцене, разделяющиеся на фазы и подфазы), но и в интервалах времени между ними, когда продолжался замедленный рост складок в условиях непрерывного осадконакопления.

Замечено, что, начиная с палеогена, складчатость постепенно прогрессивно перемещается (мигрирует) от бортов впадины к ее осевой части; верхнеплиоценово-постплиоценовая складчатость проявилась исключительно в центральной части впадины, в то время как ее боковые части вместе с массивами Большого и Малого Кавказа испытывали лишь общее сводовое воздымание (начавшееся еще в миоцене и даже раньше).

Наряду с миграцией складчатости от периферии к центру впадины, наблюдается также миграция складчатости вдоль впадины с запада на восток, в сторону общего погружения ее шарнира.

Возникновение тектонических разрывов сопутствовало развитию складок.

Волновые и складчатые движения протекали на фоне общих колебательных движений, проявившихся одновременно и однозначно как в самой Куринской впадине, так и далеко за ее пределами. Наиболее крупными трансгрессиями кайнозоя являются: среднеэоценовая, верхнеолигоценовая, среднесарматская и акчагыльская, все они проявились на фоне общей регрессии, начавшейся еще в конце верхнего мела.

В целом Куринская впадина представляет собою крупный

синклинорий, выполненный мощной (до 9 км) толщей кайнозойских отложений, подстилаемой также довольно мощным мезозоем.

В поперечном направлении Куринская впадина подразделяется на ряд второстепенных антиклинориев и синклинориев, а в продольном направлении—на несколько отрезков, значительно различающихся по своему строению и условиям сопряжения со смежными поднятиями. Эти отрезки впадины разделены полосами поперечного воздымания ее шарнира, обнаруживающими довольно устойчивое поднятие в течение всего кайнозоя.

Взаимоотношения Куринской впадины с обрамляющими ее поднятиями Большого и Малого Кавказа являются весьма сложными. Границы впадины характеризуются то плавным погружением мезозоя или палеогена под кайнозой, то разрывами различного характера (большей частью надвигами в сторону впадины).

Рельеф Куринской депрессии начал вырабатываться с верхнего миоцена.

13. Четвертичный период. В заключение следует остановиться на четвертичной истории геологического развития Кавказа, изученной в разных районах с различной степенью детальности.

Для познания истории развития рельефа Кавказа в четвертичное время наиболее показательными являются распределение на его территории морских отложений этого времени, а также положение береговой линии соответствующих морских бассейнов. Этим вопросом в последние годы специально занимался П. В. Федоров (1952), пришедший к ряду весьма интересных выводов.

Деформации бакинской, хазарской, хвалынской и новокаспийской береговых линий террас дают возможность судить о движениях земной коры в пределах Каспийской впадины. Вертикальные движения разных знаков, развитые повсеместно в бакинское и хазарское время, в последующий период постепенно затухают; движения носят направленный и унаследованный характер. Более неправильный «неспокойный» характер движений констатируется для южной части Каспийской впадины.

Чем древнее береговая линия, тем она больше деформирована; почти не нарушены хвалынские береговые линии. Первоначальное положение сохранила новокаспийская береговая линия, за исключением восточной окраины Апшеронского полуострова, где она несколько приподнята.

Верхнебакинская и хазарская береговые линии исключительно выдержаны в пределах Кавказского побережья: они подняты равномерно, без ощутимых перекосов и изгибов в продольном профиле. Такое плавное и равномерное поднятие обширной территории связано, вне сомнения, с движениями крупных участков земной коры, которые в пределах отдельных частей геосинклинали ведут себя как одно целое.

Движения земной коры, проявлявшиеся в начале четвертичного периода в пределах всей Каспийской впадины, с течением времени сказывались на все меньших площадях, затухая в отдельных районах, и в результате приняли узколокальный характер. При этом довольно отчетливо наметились наиболее подвижные участки в пределах Каспийской впадины.

Трансгрессии Каспия сопровождались относительным опреснением, а регрессии — осолонением, т. е. обусловлены были климатическими причинами, а не тектоническими движениями.

Горные сооружения Большого и Малого Кавказа с неогена прогрессивно поднимаются, а разделяющие их депрессии прогрессивно погружаются (по П. В. Федорову — 1—2 мм в год). Северный Кавказ и Мангышлак, как входящие в состав платформы, были менее мобильны (0,01—0,1 мм в год).

Северная Прикаспийская низменность в течение четвертичного периода представляла довольно спокойный в тектоническом отношении участок земной коры, что определяется его положением в пределах платформы. Значительного прогибания здесь в четвертичное время не было; можно предполагать здесь сравнительно небольшое по амплитуде погружение, на фоне которого происходили локальные положительные движения, связанные с солянокупольными структурами.

Территория Прикаспийской и Кубанской низменностей отличается своеобразием современного рельефа и новейшей истории геологического развития. На протяжении всего четвертичного периода на этой территории морские условия неоднократно сменялись континентальными, когда формирова-

лись различные генетические типы материковых отложений.

За короткий промежуток времени береговая линия Каспийского бассейна много раз испытывала положительные и отрицательные перемещения. С этим было связано перераспределение площадей накопления морских и континентальных отложений.

Значительные изменения в накопление этих толщ вносили периодические смены эпох более сухих и теплых эпохами более холодными и влажными. Эти колебания климата отражались на формировании типов континентальных осадков, а также на изменении солености и объема воды в замкнутом Каспийском бассейне, который, однако, через определенные промежутки времени сообщался с соседним Черноморским бассейном.

Проявившаяся в пределах низменностей в четвертичный период общая тенденция к опусканию, которая в сочетании с многочисленными трансгрессиями и регрессиями приводила к сглаживанию неровностей рельефа, сохранившихся только в немногих пунктах, очень усложняет понимание геологических разрезов.

Поэтому в каждом случае для выяснения новейших и современных тектонических движений земной коры, для правильного понимания геологических разрезов необходимо применение разнообразных геологических и геоморфологических методов.

Начало четвертичного времени — апшеронское время характеризуется, как и следующее за ним бакинское время,— двумя этапами развития: — морским и континентальным. Западным берегом бакинского моря служило подножье Ергеней. Хазарское море было меньше бакинского; оно подходило к Ергеням и через Манычский пролив соединялось с Черным морем.

В хвалынское время произошла максимальная трансгрессия Каспия, когда море подступало к Жигулям. На западе море ингредировало в балки восточного склона Ергеней, а по Манычскому проливу вновь соединялось с Черным морем.

Устанавливается, что в хвалынское время имели место

две фазы разлива Каспия, разделенные континентальным периодом. Раннехвалынская трансгрессия оставила шоколадные глины, а позднехвалынская — пески. Морские отложения разделяются так называемыми енотаевскими слоями.

В енотаевское время сформировалась, по данным Ю. З. Броцкого и М. В. Карандеевой (1953), долина Восточного Маныча, на востоке переходящая в сухую долину Гайдук. Утверждение М. М. Жукова (1939) о миграции Нижней Волги после регрессии хвалынского моря не отвечает, по мнению упомянутых авторов, действительности, так как Сарпинская ложбина не является долиной древней Волги.

Позднехвалынская трансгрессия увязывается (указанными авторами) с валдайским оледенением, раннехвалынская— с московской, а хазарская — с максимальной стадиями днепровского оледенения.

Бакинская трансгрессия синхронизируется с лихвинским оледенением.

Во время максимальной стадии днепровского оледенения (хазарский век), когда трансгрессия Каспия была невелика, сток в него осуществлялся лишь через Праками, а основная масса ледниковых вод поступала по Дону и Днепру в Черное море. Соединение Верхней Волги с Камой произошло после отступания льдов максимальной стадии, что вызвало в московскую стадию обширную хвалынскую трансгрессию Каспия.

Из всего вышеизложенного по истории геологического развития Кавказа (а также описания его четвертичных отложений) отчетливо явствует, что развитие рельефа Кавказа началось с неогенового времени (а местами и с конца палеогена).

Последний вывод является бесспорным, так как доказывается наличием вышеописанных миоплиоценовых ингрессивных вулканогенных толщ: — Горисской и Ишихлинской в Малом Кавказе (Зангезуре) и Кельской — в центральной части Большого Кавказа (Кельское плато).

Интересно отметить, что к подобному же выводу пришла Н. А. Лебедева (1956), в результате детальных геоморфологических исследований в районе Лабинско-Зеленчукского междуречья (западный Кавказ), где ею выделялись два основ-

ных типа поверхности рельефа: поверхность выравнивания и поверхность врезания. Рельеф северо-западного Кавказа формировался, по упомянутому автору, в результате неравномерно-сводообразного дифференцированного поднятия Главного хребта; поднятие, со временем замедлявшееся, сопровождалось погружением Кубанской предгорной впадины.

Л. А. Варданянц (1948), отстаивающий идею о весьма молодом (вюрмском) возрасте рельефа Кавказа, опирается на то, что древние эрозионные поверхности (пенеплены) предгорий Кавказа по направлению к югу якобы «вылетают на воздух». В числе других районов, где наблюдается такая картина, он указывал также северо-восточный Дагестан. Но как раз там В. Д. Голубятников (1948) установил, что эрозионная поверхность, соответствовавшая древнему пенеплену Л. А. Варданянца, которому он давал рисс-вюрмский возраст, в действительности имеет верхнеапшеронский возраст (отвечая гюнцской эпохе) и по направлению к югу не «вылетает» на воздух, как это указано у Л. А. Варданянца, а примыкает к подножью мелового Гимрийского хребта на высоте около 1000 м, при высоте хребта 1200—1400 м.

В других районах Кавказа террасы верхнеапшеронского времени проникают по ущельям внутрь горных областей, увязываясь там с моренами древнейшего оледенения.

VI. О МЕТАЛЛОГЕНИИ КАВКАЗА

Вопросами металлогении отдельных областей Кавказа занимались многие исследователи (Л. А. Варданянц, В. Г. Грушевой, В. Н. Котляр, Г. М. Ефремов, Г. М. Заридзе, И. Н. Сигковский, И. Г. Магакьян, С. С. Мкртчян, К. Н. Паффенгольц и др.); первые обобщения по региону в целом сделаны Л. А. Варданянцем, а затем В. Г. Грушевым и К. П. Паффенгольцем и в последнее время Г. А. Твалчрелидзе.

При анализе всех работ, естественно, выявляются некоторые расхождения во взглядах авторов на возраст тех или иных интрузивных комплексов и их роль в металлогении. Попытаемся суммировать эти данные и наметить общую схему металлогении Кавказа.

Важнейшим вопросом в изучении рудных месторождений является вопрос о их структурном контроле, а также связи с определенными магматическими комплексами пород. В основе металлогенического районирования бесспорно должно лежать тектоническое районирование, и естественно, что рудные пояса совпадают с крупными одноименными структурными зонами, а рудные районы отвечают частям этих зон — тектоно-магматическим комплексам.

Бесспорным также является факт, что все проявления глубинного вулканизма Кавказа, захватывающие большие интервалы времени, связаны с определенными орогеническими фазами; интрузивные циклы всегда совпадают по времени с главными фазами складчатости, следуя за ней. Внедрение их было часто обусловлено трещинами, связанными со складчатостью.

Несмотря на известные противоречия в вопросе определения возраста некоторых интрузий, все же ныне можно прийти

к выводу, что почти все оруденение Кавказа относится в основном к трем металлогеническим эпохам: 1 — нижне-среднепалеозойской, 2 — юрской (Садон, Абхазия, Кахетия) и 3 — третичной, причем главное значение имеет третичная металлогеническая эпоха, в особенности на территории Малого Кавказа.

В последние годы Г. М. Ефремов впервые выделил среди древнего оруденения, на основании структурных данных, месторождения, связанные с гранито-гнейсами. К ним относятся Блыбское кварцево-шеелитовое и Кти-Тебердинское вольфрамо-мышьяковое месторождения, находящиеся вдали от рудоносных интрузий среднего и верхнего палеозоя.

Следуя неравномерному распространению интрузий по территории Кавказа, месторождения группируются в ряд рудоносных районов различного практического значения. В Малом Кавказе промышленно важными являются два района с медным и отчасти железным оруденением в северной полосе Сомхитско-Ганджинской тектонической зоны (Алавердский и Кировабадский) и один район в южной части складчатой зоны Армении (Зангезурский) с преимущественно медно-молибденовым оруденением.

В Большом Кавказе наиболее известными рудными районами являются: Садонский, Тырныаузский, Урупский, Рачинско-Теплинский пояс и др.

Достаточно ясно намечается генетическая связь оруденения с сильнее дифференцированными кислыми породами и, в частности, локальная связь его с наиболее поздними малыми интрузиями порфиров.

В связи с новыми данными о третичном возрасте Элджуртинских гранодиоритов большой интерес для поисково-разведочных работ представляет правобережье верховья р. Кестанты; там в контакте гранитоидов с верхнеюрскими известняками могут быть крупные рудопроявления скарнового типа.

Геохимически в месторождениях и рудопроявлениях Кавказа установлено присутствие почти всех главных металлов, но промышленное значение доказано только для Cu, Zn, Pb, Fe, Mo, As, Al, Cr. При этом в Малом Кавказе наиболее рас-

пространенными и образующими наиболее крупные промышленные концентрации металлами являются железо и медь (в виде магнетита и халькопирита), а из более редких — молибден и мышьяк.

Отличием от оруденения области Большого Кавказа является подчиненная роль цинка и свинца, а также меньшее развитие редкометального оруденения (олово, вольфрам, висмут, сурьма).

Геохимическая роль древних и молодых кислых интрузий полностью еще не выяснена, но некоторые выводы все же намечаются с достаточной определенностью.

1. Ряд элементов, как, например, бериллий, ниобий, тантал (возможно и литий) характерен главным образом только для древних интрузий.

2. Некоторые элементы (ртуть, вольфрам, селен, теллур, индий, рений, кобальт, вероятно сурьма) связаны почти исключительно с молодыми интрузиями.

Процессы рудообразования всех возрастов были сложными, происходили они в несколько этапов, причем в ряде пунктов имело место наложение (телескопирование) одних элементов на другие. Этот сложный характер рудонакопления обусловлен сложностью процесса магматической деятельности (в широком смысле слова) как в древних, так и в молодых интрузиях.

В рудном отношении древние интрузии Кавказа имеют значительно меньшее значение, чем молодые. Роль молодых интрузий особенно важна в создании существенных концентраций ряда промышленно интересных элементов (Fe, Cu, Pb, Zn, As, Mo, Sn, Sb, редкие земли, W, Au, Hg и др.).

Установленные геологические закономерности в распределении структурно-металлогенических зон на Кавказе позволяют рекомендовать некоторые из них как перспективные для дальнейших поисковых работ на отдельные металлы.

На Большом Кавказе для этой цели выделяются следующие зоны.

1. Палеозойская зона Северного Кавказа — на медные и полиметаллические месторождения колчеданного типа и отчасти на редкие металлы (молибден, вольфрам) и ртуть.

2. Зона мезозойских полиметаллических и медно-пирротиновых со свинцом, цинком и оловом месторождений Северного Кавказа — на свинец, цинк, отчасти медь и попутно олово.

3. Кахетинско-Дагестанская зона медно-пирротиновых и полиметаллических месторождений — на медь, свинец, цинк.

4. Третичная зона редкометального (W, Mo, Sn,) и примерно совпадающего с ней ртутно-сурьмяно-мышьякового оруденения центрального Кавказа.

5. Абхазско—Лечхумско—Юго-Осетинская зона с полиметаллическим баритовым и отчасти редкометальным (W, Mo, As) оруденением (неясного возраста).

6. Зона древних кристаллических пород северо-западной и центральной частей Главного хребта — на месторождения редких и цветных металлов как древнего, так и позднейших периодов образования (Кти-Теберда и др.).

На Малом Кавказе выделяются (с северо-запада на юго-восток):

1. Северо-западная часть Сомхитско-Карабахской структурной зоны (Болнисский и Дманисский районы Грузии) — на свинец, цинк, барит, медь, железо.

2. Средняя часть той же зоны (от Алавердского района до долины р. Тертер) — на медь, железо, свинец, цинк, барит, кобальт.

3. Верхнеэоценовая зона Памбакского хребта — на медь, молибден, отчасти свинец, цинк.

4. Ехегнадзорский (Даралагезский) и Сисианский районы — на свинец, цинк, медь, сурьму, а второй из них,— кроме того, на молибден.

5. Район Ордубадо-Мегринского послеолигоценового интрузивного массива — на медь, молибден, вольфрам, свинец, цинк, мышьяк.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ КАВКАЗА

Составлена по данным И. Н. Сафронова, А. Л. Рейнгарда, А. Н. Джавахишвили, А. Н. Соловьянина, Ш. Ф. Мехтиева, К. И. Паффенгольца и др.

1958 г.

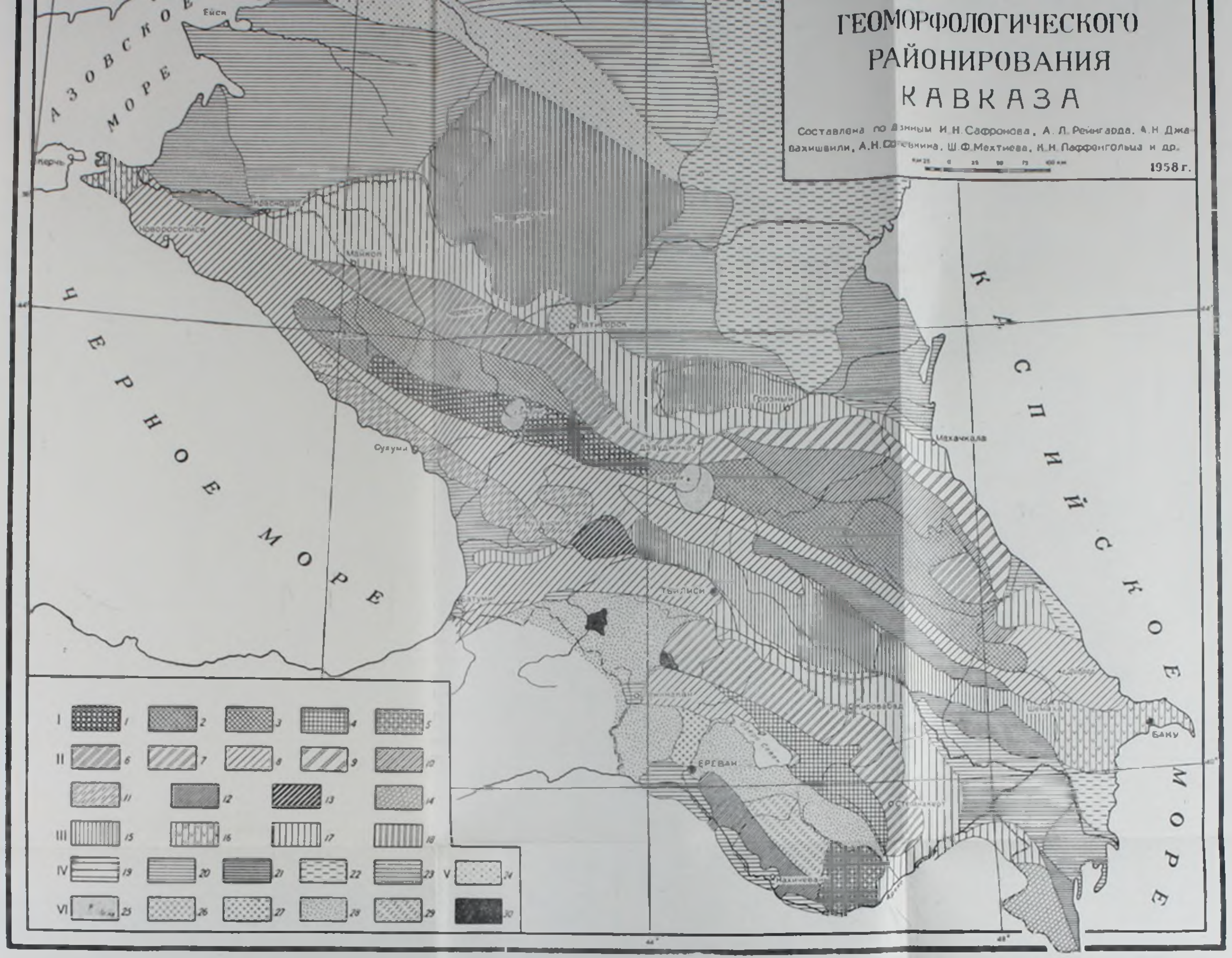


Рис. 33. I. **Зона альпинотипного рельефа на докелловейских структурах, усложненных третичной складчатостью:** 1 — комплекс высокогорно-гляциальных форм рельефа на докембрийском кристаллическом сложно дислоцированном субстрате (центральная часть системы Главного хребта); 2 — высокогорный рельеф на юрском сланцево-песчаниковом субстрате с комплексом гляциальных форм, сильно измененным процессами эрозии (северо-западная и юго-восточная области погружений Главного хребта); 3 — высокогорный рельеф на палеозойском складчато-глыбовом субстрате с комплексом гляциальных форм, измененным процессами эрозии (система Передового хребта); 4 — высокогорный рельеф на юрском верхнемеловом и палеогеновом вулканогенном складчатом субстрате с незначительным комплексом гляциальных форм, сильно измененным процессами эрозии (центральная часть Малого Кавказа); 5 — высокогорный рельеф на юрском вулканогенном и кристаллическом (третичном) субстрате; последний местами сохранил отчетливые следы гляциальных форм (Армения: Мегри-Кафанский район).

II. Зона преимущественно среднегорного эрозионного рельефа на третичных структурах: 6 — комплекс моноклинальных (куэстовых) хребтов (область куэст Северного Кавказа); 7 — комплекс моноклинально-складчатых хребтов (а — переходная куэстовая область Северного Кавказа; б — зона северо-восточного склона Малого Кавказа); 8 — комплекс изоклинально-складчатых хребтов (а — флишевая зона западной части Большого Кавказа; б — сланцево-песчаниковая зона южного склона Большого Кавказа; в — система Либрара на юго-востоке Большого Кавказа; г — сложно-складчатая („чешуйчатая") зона Душети — Сигнахи; д — Аджаро-Триалетская вулканогенная зона Малого Кавказа; е — Кировабадская вулканогенная зона Армении); 9 — комплекс складчатых хребтов (краевые третичные складки Дагестана); 10 — комплекс синклинальных плато мезозойской известняковой области (Дагестан); 11 — комплекс складчатых хребтов Черноморского побережья с многочисленными карстовыми явлениями (Абхазия и Мингрелия); 12 — комплекс складчатых хребтов на палеозойском субстрате (Нахичеванская АССР); 13 — комплекс эрозионных сильно расчлененных форм на кристаллическом древнем субстрате (равнинное плато абразионного типа; Азирульский кристаллический массив); 14 — комплекс складчатых хребтов на палеогеновом осадочно-вулканогенном и частью неогеновом субстрате (Талышская область).

III. Зона передовых и межгорных антиклинальных хребтов и мелких складчатых форм верхнетретичного — нижнечетвертичного возраста: 15 — антиклинальные хребты (передовые хребты восточного Предкавказья и Куринской депрессии); 16 — мелкие брахиантиклинальные и брахисинклинальные формы (Таманский полуостров, Кобыстан — Апшерон); 17 — наклонные террасированные равнины (предгорные равнины: Северокавказская, Кировабадская, Кусарская и др); 18 — комплекс эрозионно-денудационных и эрозионно-аккумулятивных форм рельефа (область Ставропольского поднятия).

IV. Зона эрозионно-аккумулятивного рельефа предгорных равнин позднетретичного и четвертичного возраста: 19 — комплекс эрозионно-аккумулятивных форм рельефа (Ергенинское плато); 20 — аккумулятивные равнины преимущественно аллювиальные (Азово-Кубанская, Терско-Кумская, Кура-Араксинская); 21 — аккумулятивные подгорные равнины, преимущественно пролювиальные (Алазанско-Агричайская, Геокчайская, Ленкоранская); 22 — морские равнины (Прикаспийская, Кусарская, Алятская); 23 — дельты (устья рек Кубани, Терек, Куры, Рioни и др.).

V. Манычская депрессия, заложенная в позднетретичное время: 24 — террасированная долина древней реки — пролива (Восточный и Западный Маныч).

VI. Вулканические формы рельефа альпийского возраста: 25 — формы эффузивного вулканизма (Эльбрус, Казбек); 26 — формы интрузивного гипабиссального вулканизма (Пятигорье); 27 — комплекс складчатых хребтов на докембрийском кристаллическом субстрате, забронированном третичным вулканизмом (Армения, бассейн среднего течения правобережья р. Раздан (Занга)); 28 — комплекс вулканических форм третичного возраста местами с наложенным четвертичным вулканизмом (Джавахетское) (Ахалкалакское нагорье, массив горы Арагац (Алагёз), Агманганское вулканическое нагорье); 29 — комплекс третичных складчатых хребтов с наложенным четвертичным вулканизмом (Армения, бассейн верхнего течения р. Арпа (Восточный Арпа-чай)); 30 — лавовые плато четвертичного возраста (Ахалкалакское и Лорийское плато).

VII. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ВОПРОСЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ КАВКАЗА

1. Схема геоморфологического районирования Кавказа. Одним из важнейших вопросов при решении практических задач, связанных с прогнозами и организацией поисков россыпных месторождений полезных ископаемых, является вопрос о геоморфологическом районировании территории, подлежащей изучению.

Территория Кавказа отличается сложностью геологического строения, многообразием геоморфологических форм и длительной историей формирования рельефа, почему попытки геоморфологического районирования этой области всегда встречают большие затруднения. Однако эти затруднения, наложившие определенный отпечаток и на прежние схемы (А. Л. Рейнгард, 1917, 1947, Н. С. Щукин, 1926, С. С. Кузнецов и др.), могут быть, по-видимому, частично устранены, если перед геоморфологическим районированием поставить определенные прикладные задачи.

Основная задача геолого-геоморфологических исследований при поисках россыпных месторождений полезных ископаемых сводится в конечном итоге к выяснению исторической последовательности формирования рельефа и сопутствующих ему процессов сноса и аккумуляции кластического материала. В связи с этим в основу геоморфологического районирования для целей поисков россыпей должен быть положен палеогеоморфологический принцип, который с практической точки зрения представляется наиболее рациональным.

В качестве основного палеогеоморфологического момента

при геоморфологическом расчленении территории Кавказа можно взять возраст складчатости, т. е. время заложения главных морфоструктурных элементов рельефа для горной области и время наступления континентального режима для предгорных равнин, где орогенические движения проявились слабо. По этому признаку выделяются геоморфологические зоны с разновозрастным первичным рельефом. Важным результатом выделения зон разновозрастного первичного рельефа является то, что оно дает возможность уже в самой схеме геоморфологического районирования представить основные этапы формирования рельефа региона в целом.

Безусловно, позднейшие тектонические движения существенно сказались в перестройке древних морфоструктурных элементов, как, например, в зоне развития докелловейских структур, но тем она в первую очередь и отличается от остальных зон, морфоструктурные элементы которых заложились позднее и не испытали такой перестройки.

Данное геоморфологическое районирование предполагает последующий палеогеоморфологический анализ основных морфологических зон, позволяющий выявить специфические особенности развития их рельефа и условия накопления новейших кластических осадков.

Внутризональное геоморфологическое расчленение возможно по формам проявления складчатости в горной области и по направленности эпейрогенических движений (поднятия и опускания) в пределах предгорной равнины. Так выделяются морфологические области, которым соответствуют определенные комплексы форм рельефа.

Геоморфологическое районирование территории Кавказа, проведенное на основе вышеизложенных принципов, может быть выражено в виде следующей схемы (см. рис. 33 и таблицу на стр. 413).

При более детальном геоморфологическом районировании отдельные формы рельефа могут быть выделены по петроморфным признакам в горной области и по типам аккумулятивных образований в области предгорных равнин, но эта задача нами в данной работе не ставилась.

В заключение мы считаем необходимым подчеркнуть, что вышеприведенная схема геоморфологического районирования

не может считаться окончательно решенной. Это объясняется главным образом тем, что указанная схема в рамках данной работы не являлась самоцелью, но служила прикладной задаче — выделить такие морфоструктурно различные территории, в которых геоморфологические процессы, условия накопления новейших кластических отложений и концентрация

Геоморфологические зоны	Геоморфологические области (комплексы форм рельефа)	Географические пределы распространения
1	2	3
1. Зона альпинотипного рельефа на докелловейских структурах, усложненных третичной складчатостью	1. Комплекс высокогорно-гляциальных форм рельефа на докембрийском кристаллическом сложно-дислоцированном субстрате	Центральная часть системы Главного хребта
	2. Высокогорный рельеф на юрском сланцево-песчаниковом субстрате с комплексом гляциальных форм, сильно измененным процессами эрозии	Северо-западная и юго-восточная области погружений Главного хребта
	3. Высокогорный рельеф на палеозойском складчато-глыбовом субстрате с комплексом гляциальных форм, измененным процессами эрозии	Система Передового хребта
	4. Высокогорный рельеф на юрском вулканогенном субстрате с незначительным комплексом гляциальных форм, сильно измененным процессами эрозии	Центральная часть Малого Кавказа
	5. Высокогорный рельеф на юрском вулканогенном и кристаллическом (третичном) субстрате; последний местами сохранил отчетливые следы гляциальных форм	Армения, Мегри-Кафанский район

1	2	3
II. Зона преимущественно среднегорного эрозионного рельефа на третичных структурах	6. Комплекс моноклинальных (куэстовых) хребтов	Область куэст Северного Кавказа
	7. Комплекс моноклинально-складчатых хребтов	а—Переходная куэстовая область Сев. Кавказа; б—зона северо-восточного склона Малого Кавказа
	8. Комплекс изоклинально-складчатых хребтов	а—Флишевая зона западной части Большого Кавказа; б—сланцево-песчаниковая зона южного склона Большого Кавказа; в—система Дибрара на юго-востоке Большого Кавказа; г—сложно-складчатая („чешуйчатая") зона Душети-Сигнахи; д—Аджаро-Триалетская вулканогенная зона Малого Кавказа; е—Кировакан-ская вулканогенная зона Армении
	9. Комплекс складчатых хребтов	Краевые третичные складки Дагестана
	10. Комплекс синклинальных плато мезозойской известняковой области	Дагестан
	11. Комплекс складчатых хребтов Черноморского побережья с многочисленными карстовыми явлениями	Абхазия и Мингрелия
	12. Комплекс складчатых хребтов на палеозойском субстрате	Нахичеванская АССР
	13. Комплекс эрозионных сильно расчлененных форм на кристаллическом древнем субстрате (равнинное плато абразионного типа)	Дзирульский кристаллический массив

1	2	3
	14. Комплекс складчатых хребтов на палеогеновом осадочно-вулканогенном и частью неогеновом субстрате	Талышская область
III. Зона передовых и межгорных антиклинальных хребтов и мелких складчатых форм верхнетретичного нижнечетвертичного возрастов	15. Антиклинальные хребты	Передовые хребты вост. Предкавказья и Куринской депрессии
	16. Мелкие брахиантиклинальные и брахисиниклинальные формы	Таманский полуостров, Кобыстан-Апшерон
	17. Наклонные террасированные равнины	Предгорные равнины: Северо-Кавказская, Кировабадская, Кусарская и др.
	18. Комплекс эрозионно-денудационных и эрозионно-аккумулятивных форм рельефа	Область Ставропольского поднятия
	19. Комплекс эрозионно-аккумулятивных форм рельефа	Ергенинское плато
IV. Зона эрозионно-аккумулятивного рельефа предгорных равнин позднетретичного и четвертичного возрастов	20. Аккумулятивные равнины, преимущественно аллювиальные	Азово-Кубанская, Терско-Кумская, Кура-Араксинская равнины
	21. Аккумулятивные подгорные равнины, преимущественно пролювиальные	Алазанско-Агричайская, Геокчайская, Ленкоранская равнины
	22. Морские равнины	Прикаспийская, Кусарская, Алятская равнины
	23. Дельты	Устья рр. Кубани, Терека, Куры, Риони и др.
V. Манычская депрессия, заложенная в позднетретичное время	24. Террасированная долина древней реки—пролива	Восточный и Западный Маныч
VI. Вулканические формы рельефа альпийского возраста	25. Формы эффузивного вулканизма	Эльбрус, Казбек

1	2	3
	26. Формы интрузивного гипабиссального вулканизма	Пятигорье
	27. Комплекс складчатых хребтов на докембрийском кристаллическом субстрате, забронированном третичным вулканизмом	Армения, бассейн среднего течения правобережья р. Раздан (Занга)
	28. Комплекс вулканических форм третичного возраста, местами с наложенным четвертичным вулканизмом	Ахалкалакское (Джавахетское) нагорье, массив горы Алагез, Гегамское вулканическое нагорье
	29. Комплекс третичных складчатых хребтов с наложенным четвертичным вулканизмом	Армения, бассейн верхнего и части среднего течения р. Арпа (Восточный Арпа-чай).
	30. Лавовые плато четвертичного возраста	Ахалкалакское и Лорийское плато

рудных полезных ископаемых не одинаковы. Кроме того, сама задача геоморфологического районирования Кавказа оказывается более сложной, чем это может показаться при беглом знакомстве с фактическим материалом.

Территория Кавказа представляет собой сложное сочетание платформенных, геосинклинальных и промежуточных структурных элементов. Сколько-нибудь ясно выраженной границы между горными сооружениями и прилегающими равнинами не существует.

2. О ярусах рельефа. Вышеприведенной схемой геоморфологического районирования Кавказа подчеркнута генетическая связь основных форм рельефа и структурных элементов данной территории. Можно привести множество примеров прямой и обратной зависимости рельефа от геологических структур. Наиболее типичны структурные формы куэстовой полосы Северного Кавказа, антиклинальные передовые

хребты восточного Предкавказья, обращенный рельеф Ставропольского поднятия, аналогичные формы в Дагестане и т. д. Связь рельефа с геологическими структурами представляет собой характерную особенность геоморфологии всего Кавказа.

Второй характерной чертой геоморфологии рассматриваемой области является ярусное строение рельефа, обусловленное новейшими колебательными движениями, протекавшими на фоне общего поднятия Кавказского хребта.

Вопрос о ярусах рельефа является не только теоретическим; он имеет прямое отношение к практике поисков россыпей. В каждом из разновозрастных ярусов рельефа наблюдается разная степень концентрации рудных полезных ископаемых, различные условия формирования россыпей. В кластических отложениях гипсометрически нижнего, самого молодого яруса рельефа содержатся не только первичные продукты выноса, но и многократно переотложенный кластический материал. Исторически сложившиеся ступени рельефа являются местными базисами для последующей денудации и аккумуляции продуктов разрушения коренных пород — первоисточников рудных минералов. Все эти особенности строения рельефа и условия аккумуляции осадков, в частности аллювиальных, необходимо учитывать при поисках россыпей золота и в особенности алмазов.

В пределах горной области Северного Кавказа и предгорий с достаточной определенностью выявляются три яруса рельефа. Для удобства дальнейшего изложения мы обозначим их как средний, верхний и нижний ярусы. Приведем некоторые доказательства.

В предгорьях северо-западного Кавказа, севернее полосы передовых моноклинальных хребтов (куэст), по междуречьям р. Кубани и ее левобережных притоков прослеживается единый гипсометрически выдержанный уровень аллювиальных галечников. Эти галечники, залегающие на эродированной поверхности пород мезо-кайнозоя на высоте 180—200 м над уровнем р. Кубани (X терраса р. Кубани), распространяются и к югу от моноклинальных хребтов. Перед южным уступом Скалистого хребта они увязываются с обширной выров-

ненной поверхностью межгорной депрессии, отвечающей полосе распространения юрских песчано-сланцевых отложений. Еще далее к югу этим галечникам отвечают широкие днища долин Передового и Главного хребтов, свидетельствующие о выработанности рельефа горной зоны. Этот уровень древних галечников р. Кубани и увязывающихся с ним поверхностей межгорных депрессий и форм горных долин И. Н. Сафроновым назван средним ярусом рельефа.

Этот ярус рельефа прослеживается и далее на юго-восток, как в горной области так и в полосе предгорий. В приэльбрусье, например, ему отвечает Бечесынское плато, в Минераловодском районе — армянская терраса р. Подкумка (Н. И. Николаев, 1948), в Дагестане — эрозионная поверхность третичных предгорий (В. Д. Голубятников, 1948).

В последнем районе возраст указанной эрозионной поверхности оставался до последнего времени неясным, равно как и возраст конгломератов и галечников так называемой наклонной террасы к западу от р. Сулак.

Для этого района имелись старые данные Л. А. Варданянца, согласно которым почти вся серия речных террас (до + 100 м) в области развития третичных отложений соответствует различным стадиям отступания ледников вюрма. Эрозионную поверхность района Буйнакска с относительной высотой 150 м указанный автор считает остатком древнего пенеплена рисс-вюрмского возраста, отрезанным от своего базиса эрозии поднявшимся ранее Передовым хребтом предгорий. Более новые наблюдения Д. В. Голубятникова (1948) привели его к резко отличным от вышеуказанных выводам. Д. В. Голубятников подчеркивает, что вообще о существовании древнего пенеплена в этой области говорить пока преждевременно; Буйнакское плато (котловина) не является элементом пенепленизированной поверхности. Наиболее древняя эрозионная поверхность этого района (рисс-вюрмский древний пенеплен Л. А. Варданянца) имеет, по Д. В. Голубятникову, верхнеапшеронский возраст, отвечающий гюнцской эпохе. По направлению к югу эта поверхность не «вылетает» на воздух, как это указано у Л. А. Варданянца, а примыкает к подножию мелового Гимрийского хребта» (стр. 121).

Наклонную террасу к западу от р. Сулак Д. В. Голубятников также относит к верхнему апшерону.

В Малом Кавказе также широко развиты поверхности выравнивания; представляют они образования различные как по времени, так и по способам своего возникновения и деформации. Наряду с денудационными и водно-эрозионными поверхностями здесь, по Н. В. Думитрашко (1950), широко представлены поверхности абразионные.

Как и в Большом Кавказе, образование этих поверхностей обусловлено вертикальными прерывистыми сводовыми, в основном, движениями с палеогенового времени до середины четвертичного периода. Характер движений зависит от геологических структур и особенностей геосинклинального развития территории.

Признавая существование описанного «среднего» яруса рельефа, мы неизбежно должны искать и более древние его формы, расположенные гипсометрически выше среднего яруса, в альпийской зоне Передового и Главного хребтов. Эта зона характеризуется ледниковым рельефом, и какие формы следует считать здесь унаследованными от прежнего рельефа, сказать пока очень трудно. На Кавказе этим вопросом, по существу, еще никто не занимался. В пользу наличия в высокогорной зоне Северного Кавказа более древних форм рельефа можно привести лишь некоторые косвенные соображения. Известно, что в Альпах, где оледенение достигало значительно бо́льших размеров, чем на Кавказе, сохранился целый ряд древних, доледниковых, форм рельефа. Если эти наблюдения правильны, тогда у нас нет никаких оснований сомневаться в наличии аналогичных форм и на Кавказе, испытавшем меньшее оледенение. Наоборот, здесь древний рельеф должен был сохраниться в большей степени, чем в Альпах. Не исключена возможность того, что на Кавказе удастся гораздо убедительнее решить вопрос о первых этапах формирования современного рельефа, чем в Альпах.

В предгорьях северо-западного Кавказа (бассейн р. Кубани) и в Минераловодском районе этот ярус рельефа выражен в виде уровня покровных, сильно выветрелых галечников (И. Н. Сафронов (1947, 1951, 1952, 1953) и Н. И. Лупарев

(1954)]. В окрестностях Пятигорска отчетливо выражены денудационные срезы периклинальных структур лакколитов гор Лысой и Золотой Курган, гипсометрически увязывающиеся с покровными галечниками (И. Н. Сафронов, 1947).

Далее, в области юго-восточного Кавказа А. Н. Соловкин (1949) указывает отчетливые реликты древних речных долин висячего типа (в верховьях рр. Катех-чай, Мазым-чай, Белокан-ӧр, Вандам-чай и др.). Такие долины при перехвате их новейшими реками оказываются приподнятыми на 400—600 м над дном ущелий этих последних. Реконструируя эту древнюю речную сеть, можно отметить их широтное направление, причем русла закономерно понижаются с запада на восток. Эта древняя речная сеть отражала, по А. Н. Соловкину, по своей ориентировке простирание миоценовой складчатости и продольных нарушений, характеризующихся, как известно, северо-западными направлениями. Примером первичной, древней продольной долины в области северных склонов Кавказа является долина р. Самур; в зоне же южного склона древние продольные долины почти полностью уничтожены эрозией, связанной с новейшей речной системой поперечных долин.

Нижний ярус рельефа объединяет обширные террасовые поверхности предгорных равнин, внутридолинные террасы полосы моноклинальных хребтов и скальные формы нижних склонов долин горной области Северного Кавказа. По долинам системы р. Кубани прослеживается девять террас (за исключением отмеченной выше), объединяемых в две серии: серию низких надпойменных террас (I—VII), с относительными высотами до 35—40 м, и серию высоких надпойменных террас (VIII—IX), возвышающихся над уровнем рек соответственно до 45—60 и 100—120 м. В пределах предгорной равнины северо-западного Кавказа (бассейн р. Кубани) высокие и частью низкие террасы получают чрезвычайно широкое пространственное развитие и морфологически выражены настолько четко, что для этого района можно говорить о наличии еще нескольких (до трех) «малых» ярусов рельефа (И. Н. Сафронов, 1951).

Аналогичные высокие террасы с аллювиальными галеч-

никами, в том числе и терраса с относительным превышением в 180—200 м, прослеживаются в долинах других речных систем Северного Кавказа — Кумы, Подкумка, Терека и его притоков. Количество низких террас здесь меньше, чем на Кубани, что связано с наличием менее устойчивых процессам размыва коренных пород и аккумулятивным характером самих террас, не способствующих их сохранению. Вполне возможно, что некоторые низкие террасы еще не выявлены, так как проведенные в бассейне Терека геоморфологические исследования носили преимущественно рекогносцировочный характер.

За пределами горной области Северного Кавказа ярусное строение рельефа отмечено в последнее время в районе Ставропольского поднятия. Согласно исследованиям В. Г. Гниловского (1948) и Е. П. Покрасса (1951), здесь выделяется уровень останцовых возвышенностей и эрозионная поверхность, связанная с криптомактровым горизонтом среднего сармата. На этой поверхности в ряде мест отмечены аллювиальные галечники. Совершенно подобные вышеуказанным комплексы террас (от 2—3 до 35—40 и от 45—60 до 100—120 м) констатируются и по всему Закавказью.

В среднем течении р. Куры местами отмечается как бы переуглубление долины р. Куры относительно ее правых притоков; в действительности здесь, вероятно, другое явление: притоки р. Куры несут огромное количество обломочного материала, который они по выходе на равнину и отлагают, не будучи в состоянии донести его до р. Куры.

3. **О возрасте рельефа.** Вопрос этот представляет чрезвычайно большой теоретический интерес, так как от его успешного разрешения зависит правильное понимание исторической последовательности формирования основных форм рельефа — отдельных его ярусов и связанных с ними типов континентальных отложений.

Первая попытка всестороннего и углубленного решения этого вопроса принадлежит Л. А. Варданянцу, который приписывал всем крупным формам рельефа центрального Кавказа единый возраст — первоначально (1939) нижнечетвертичный, а впоследствии (1948) верхнеапшеронский. Существен-

ные коррективы в представлении Л. А. Варданяца были внесены Н. И. Николаевым (1948), который не без основания полагает, что моноклинальные хребты (куэсты), а также хребты Передовой и Главный являются более древними, чем нижележащая выровненная поверхность приэльбрусья (Бечесынское плато), увязывающаяся с наиболее высокой верхнеплиоценовой (армянской) террасой р. Подкумка в области предгорий центрального Кавказа.

Соображения Н. И. Николаева относительно возраста рельефа центрального Кавказа и Предкавказья в полной мере подтверждаются и геоморфологическими наблюдениями И. Н. Сафронова (1951, 1952, 1953) в бассейне р. Кубани. Наличие отдельных ярусов рельефа уже само по себе говорит о том, что в данном районе Северного Кавказа мы встречаемся с разновозрастным рельефом. Для установления возраста указанных ярусов рельефа можно привести целый ряд прямых доказательств.

В предгорьях северного склона западного Кавказа, на междуречьях Кубани и ее левобережных притоков широким распространением пользуется 180—200-метровая терраса с галечниками и суглинками, фиксирующая средний ярус рельефа данного района. Эта высокая терраса р. Кубани (X по номенклатуре И. Н. Сафронова) выражена на правом берегу реки у гор. Черкесска. Отсюда она прослеживается на восток, где увязывается с соответствующей террасой р. Подкумка, лежащей на уровне наиболее древнего яруса травертинов г. Машук (Пятигорье), в которых найдены остатки верхнеплиоценовой формы *Elephas meridionalis* N. (В. И. Громов, 1935; Н. К. Иванова, 1946).

В отложениях нижележащей террасы р. Кубани (IX), которая, как установлено И. Н. Сафроновым (1952), погружается в районе ж.-д. ст. Гулькевичи, были найдены и определены В. И. Громовым (1948) остатки нижнечетвертичной фауны млекопитающих (*Elephas wüsti* и др.).

Таким образом, средний, наиболее отчетливо выраженный ярус рельефа северо-западного и центрального Кавказа может быть датирован верхним плиоценом (апшероном).

Эрозионная поверхность третичных предгорий Дагеста-

на, относящаяся к данному ярусу рельефа, имеет, как указывалось выше, по последним данным В. Д. Голубятникова (1948), также апшеронский возраст. Следует добавить, что этот вывод упомянутого автора о значительно более раннем, чем это предполагал Л. А. Варданянц, начале развития современного типа рельефа блестяще подтверждается наличием в Дагестане ингрессивных свит миоценового возраста.

В. Д. Голубятниковым констатированы к северо-востоку от Хунзаха, по р. Цечем-ляр (левому притоку р. Аварское Койсу), в районе сел. Буцри, по самому руслу ущелья (на протяжении 5,3 км) отложения чокрака; подобные выходы ингрессивного миоцена известны и в других пунктах: 1 — по левому притоку р. Акума, у сел. Цуни-Махи, 2 — в верховье р. Хола-Карг, у сел. Аллу-Ая и др.

Некоторые исследователи считают, что указанные отложения среднего миоцена не являются ингрессивными, а представляют останцы, породы которых пластуются согласно с подстилающими осадками. Но далее к западу, в центральном Кавказе, мощная вулканогенная толща Кельского плато является миоплиоценовой и бесспорно ингрессивной (см. стр. 172), чем доказывается доплиоценовый (во всяком случае) возраст рельефа Кавказа.

Ставропольское поднятие начало формироваться, по С. А. Гатуеву (1946), с конца среднего сармата и приобрело современный облик в конце четвертичного времени, так как «абразионный уступ» хвалынской трансгрессии Каспия имеет на юге абсолютную отметку 140 м, а на севере — 50 м.

Древние аллювиальные пески, залегающие на Ставропольских высотах (Косякинский карьер), содержат остатки плиоценовой фауны млекопитающих с присутствием *Mastodon arvensis* (Е. И. Беляева, 1940).

По заключению Н. В. Думитрашко основные этапы развития рельефа юго-восточной части Малого Кавказа относятся к концу олигоцена — миоцену, верхнему плиоцену и верхнечетвертичному времени.

Континентальный цикл развития и начало поднятий в Малом Кавказе падает на конец олигоцена — миоцен. Особенно ярко это положение доказывается в юго-восточной части Малого Кавказа — в Зангезуре; там в бассейнах

рр. Акяра-чай и Воротан (Базар-чай) имеют широкое развитие две ингрессивные толщи, фациально между собою связанные: вулканогенная горисская и озерная сисианская (см. выше, стр. 161), перекрывающиеся вулканогенной толщей массива горы Ишихлы. Общая мощность этих толщ достигает 800—1000 м; вложены они в рельеф, выработанный в породах юры, верхнего мела, эоцена и олигоцена. Затем эта толща была размыта, прежний рельеф был отпрепарирован, несколько омоложен и в нее (ингрессивную толщу) врезаны четвертичные террасы, включая самую древнюю (+ 180—200 м), относимую бесспорно к верхнему плиоцену (апшерону).

По левую сторону р. Куры, в районе Тбилиси, известны террасы на относительных высотах от 10 м (Плехановский проспект) до 280—290 м (Махата); последняя терраса отчетливо дислоцирована и соответствует, по А. Л. Рейнгарду, Базалетской галечной равнине.

Еще выше расположены наклонные галечные равнины Большой Лило и Самгори (последние, несомненно, уже плиоценового возраста).

Верхний ярус рельефа, о наличии отдельных фрагментов которого в высокогорной области Северного Кавказа можно говорить пока что предположительно, более древний; его формирование, по-видимому, падает на акчагыльское и может быть и более раннее время. Акчагыльский возраст покровных сильно выветрелых галечников предгорий, относящихся к данному ярусу, вполне вероятен (И. Н. Сафронов, 1952), что отметил для Пятигорья и Л. А. Варданянц (1948).

Формирование нижнего яруса рельефа, объединяющего низкие и частью высокие террасовые уровни речных долин, приходится целиком на четвертичный период.

Время формирования рельефа равнин западного и восточного Предкавказья определяется возрастом слагающих их континентальных и морских осадков. Так Прикубанская равнина представляет собой не что иное, как поверхность IX нижнечетвертичной террасы р. Кубани (И. Н. Сафронов, 1952). Вся затеречная равнина в восточном Предкавказье образовалась после спада вод хвалынской трансгрессии Каспия.

4. **О новейших тектонических движениях.** Проявление новейших (плиоценовых и постплиоценовых) тектонических дви-

жений на Кавказе установлено целым рядом исследований. Доказано также, что эти движения являлись основным стимулом формирования современного рельефа Кавказа (Л. А. Варданянц, 1948; А. Л. Рейнгард, 1939; Н. И. Николаев, 1941). Эти положения общеизвестны и не нуждаются в дальнейшем развитии. Для нас важнее здесь отметить формы проявления новейших тектонических движений в различных районах Кавказа.

До настоящего времени кавказские геологи придерживаются того взгляда, согласно которому горная область Северного Кавказа в течение постплиоценового времени продолжала подниматься при одновременном глубоком прогибании Кубанской и Терской депрессий. В доказательство этого обычно приводятся большая мощность рыхлых отложений, выполняющих эти депрессии, которым приписывается четвертичный возраст, и продольный профиль речных террас системы р. Кубани и р. Терека, рисовавшийся в виде «ножниц». Однако эти факты не были в полной мере подтверждены исследованиями И. Н. Сафронова в отдельных районах Северного Кавказа.

Высокие террасы р. Кубани, например, начинают погружаться только ниже гор. Армавира, уже на равнине, а не от гор. Черкесска, как это полагал в свое время А. Л. Рейнгард (1926). До гор. Невинномысска террасы р. Кубани имеют нормальный продольный профиль, т. е. возвышаются вниз по течению реки (И. Н. Сафронов, 1952). Неправильно утверждение А. Л. Рейнгарда (1933), на которое обычно ссылаются многие авторы, что высокие террасы р. Подкумка скрываются под уровень реки уже у станицы Незлобной. Этого явления быть никак не может, так как здесь междуречья сложены коренными породами (морским акчагылом). Снижение относительных высот террас этой реки наблюдается только в районе гор. Георгиевска. Точно так же и террасы р. Калауса в Ставрополье испытывают только слабый уклон по течению реки, но никак не погружаются в том же направлении, как рисует это Е. П. Покрасс (1951).

Явление погружения террас сразу же по выходе рек из гор характерно только для системы р. Терека. Вызывает также известное сомнение слишком преувеличенная мощность

именно четвертичных отложений в Кубанской депрессии, которая приводится, например, в работе Г. Ф. Мирчинка (1928).

Изучение продольного профиля террас и установление мощности новейших кластических отложений как на террасах, так и на предгорных равнинах является важным моментом при выявлении концентрации и россыпей полезных ископаемых. Все территории, расположенные ниже участков развития погружающихся террас, равно как и сами эти участки, являются, благодаря большой мощности осадков, совершенно бесперспективными в отношении постановки поисков россыпей.

Совокупность геоморфологических наблюдений позволяет сделать следующие общие выводы в отношении проявлений новейших тектонических движений на Кавказе.

Горное поднятие Северного Кавказа и предгорные депрессии представляют собой образования древние. Движения с положительным знаком в горной области этой части Кавказа и с отрицательным — в депрессиях проявились уже в третичное или даже более раннее время. В плиоцене и постплиоцене соотношение между этими движениями существенно меняется. В это время движения с положительным знаком охватывают не только горную область Северного Кавказа, но и весь его северный склон, включая все Ставрополье и большую часть Кубанской депрессии. Только этим, как нам представляется, и можно объяснить формирование нормального продольного профиля террас, характерного для всех речных долин системы рр. Кубани, Калауса и частью Подкумка. Отрицательные движения, по-видимому, все же имели место и даже в недавнее время (снижение высот черноморских террас в направлении к гор. Анапа), но они были ограничены лишь крайней западной частью Кубанской депрессии. Территориальные пределы проявления отрицательных тектонических движений в Терской депрессии, в отличие от Кубанской, были значительно шире.

На фоне общих восходящих движений, охвативших большую часть территории Северного Кавказа, протекали колебательные движения, фиксируемые ярусами рельефа и серией речных террас. Амплитуда колебательных движений, имевших

место и в третичное время, постепенно уменьшалась по мере приближения к современной эпохе.

Общее прогрессивно возрастающее сводовое поднятие горной области, прерываемое остановками или нисходящими движениями, и компенсационное все сокращающееся опускание в пределах депрессий, представляет собой ведущий тип новейших тектонических движений, явившийся основным стимулом формирования рельефа Кавказа.

Наряду с этим имели место складкообразовательные движения и движения блоковые по линиям старых сбросов. Но как первые, так и вторые не получили широкого развития, локализовались главным образом в восточной части Северного Кавказа. Их роль в формировании рельефа не является ведущей.

Формы проявлений новейших тектонических движений в отдельных районах Кавказа обнаруживают тесную связь с тектоникой мезокайнозойских и более древних пород. В районах развития пологих третичных структур (северный склон центрального Кавказа) проявились только сводовые поднятия. В районах с интенсивной третичной складчатостью (восточная часть Северного Кавказа и др.) сводовые поднятия сопровождались слабо выраженной складчатостью (рост антиклиналей Терского и Сунженского хребтов, соответствующие дислокации древних каспийских отложений). В области распространения докелловейских пород субстрата отмечены движения отдельных глыб. Эта закономерность находит свое отражение и в проявлении современных сейсмических явлений. Наиболее интенсивные сейсмические явления зарегистрированы в восточной части Северного Кавказа.

5. О формировании гидрографической сети. Эрозионная деятельность рек — основной фактор денудации, обусловивший создание основных форм рельефа горной области и предгорий Кавказа. Речная сеть намечает пути разноса обломочного материала горных пород субстрата и обусловливает аккумуляцию последнего в области предгорий.

Давно уже высказывалось предположение о коренной перестройке гидрографической сети северного склона Кавказа в течение четвертичного времени. В последнее время опубли-

кованы работы, в которых делаются попытки углубить и конкретизировать это представление (С. С. Кузнецов, 1947, В. А Гроссгейм, 1950). Но эти попытки, как нам кажется, являются мало убедительными, так как они основаны лишь на некоторых морфологических наблюдениях и соображениях общего характера. Мы здесь не имеем в виду равнины Предкавказья, где доказано явление перехвата рек и изменение их направлений. Примером первого явления является захват притоком Терека низовьев р. Малки у станицы Марьинской (С. А Гатуев, 1929), второго — изменение течения р. Терека, ранее направлявшего свои воды в р. Сунжу (А. П. Герасимов, 1924).

Для северного склона Кавказа мы не находим ни одного надежного факта, который мог бы подтвердить представление о коренной перестройке гидрографической сети в четвертичное время. Гидрографическая сеть здесь заложена, несомненно, очень давно, вероятно еще в миоцене. Она была заложена на первичной поверхности склона, имела основное меридиональное направление с отклонением к западу и к востоку в низовьях рек в соответствии с погружением в этом направлении горной страны. Главные реки пересекали хребты в тех же местах, где пересекают их и в настоящее время. Покровные галечники предгорий, аккумуляция которых происходила, несомненно, в дочетвертичное время, отмечены в прорывах передовых хребтов — в ущельях Урупа, Зеленчуков и других рек.

О реликтах древних висячих речных долин в области юго-восточного Кавказа было сказано выше (стр. 420).

Все террасы, начиная с верхнеплиоценовой, в горной области Северного Кавказа (а также в Малом Кавказе) являются внутридолинными образованиями. Их галечники отмечены, например, почти во всех долинах левобережных притоков р. Кубани, пропиливающих Передовой хребет и полосу куэст, а также в ущельях Баксана и Черека.

Широкие межгорные депрессии, которые обычно образуют резкий контраст с дикими ущельями прорывов хребтов и на которые ссылаются авторы гипотезы о перестройке гидрографической сети, соответствуют полосам развития податливых процессам размыва пород и были выработаны продольными притоками главных меридионально направленных рек

Меридионально направленная гидрографическая сеть удлинялась постепенно — по мере поднятия горной страны, регрессии морей, занимавших Кубанскую депрессию, и миграции к северу западного колена р. Кубани. Правда, в эпоху аккумуляции покровных галечников имело место слияние рек в предгорьях, некоторые из них соединились в пределах межкуэстовых депрессий и позже, в эпоху аккумуляции галечников следующей высокой террасы (X), а Кубань отдавала часть своих вод в систему р. Кумы, но это были лишь частные случаи, не нарушившие общей тенденции меридионально направленного стока вод. В последующее время, т. е. в начале постплиоцена, сток вод и разнос галечного материала окончательно локализовался в современных долинах.

Этот вывод об особенностях развития гидрографической сети, подтверждаемый самим фактом широкого развития террас в предгорьях, их связью с аналогичными образованиями в горной области и составом аллювиальных галечников, принципиально меняет сложившиеся представления о территориальных пределах исследовательских и практических работ в отношении поисков россыпных месторождений полезных ископаемых на Кавказе. Территориальные пределы этих работ, как это вытекает из вышеизложенного, могут и должны быть расширены.

VIII. СВЕДЕНИЯ ОБ ОПОРНЫХ, СТРУКТУРНЫХ И ДРУГИХ ГЛУБОКИХ СКВАЖИНАХ ПРЕДКАВКАЗЬЯ

(по А. Я. Дубинскому, 1958)

№ п.п.	Наименование скважины и ее характер	Глубина до забоя в м	Глубина до метаморфиз. пород складчатого основания	Состав пород складчатого основания, их возраст и углы падения	Признаки, по которым определен возраст пород складчатого основания	Схематический стратиграфический разрез скважины (мощности соответствуют стратиграфическим подразделениям, в м)
1	2	3	4	5	6	7
1	Ростовская структурная	531,1	523,5	Серые крупнокристаллические гнейсы, состоящие из кварца, микроклина и биотита. Архей	По наличию гнейсов, которые по аналогии с Азово Подольским массивом могут быть отнесены к архею	Четвертичный . . . 21 Неоген (н. сармат—конка) . . . . . 83 Палеоген (харьк. ярус—палеоген) . . . .201 Верхний мел (н. кампан—н. сантон) . . .208,5 Архей 7,6
2	Каяловская, структурная	663,5	624	Кора выветривания гранито-гнейсов. Гранито-гнейсы серо-зеленого цвета, состоящие из кварца, плагиоклаза, биотита и хлорита. Архей	Те же	Четвертичный+верхний плиоцен . . . . . 55 Неоген (сармат-караган)79 Олигоцен. . . . . 116 Эоцен . . . . . 187 Дат-палеоцен . . . 8 Верхний мел (н. кампан-сеном н) . . . . 120 Нижний мел (альб) . 29 Архей 39,5

1	2	3	4	5	6	7
3	Ново-Минская, опорная	2546	2398	Каолинизированная кора выветривания глинистых сланцев. Перемежаемость темно-серых глинистых сланцев, кварцитовидных и конгломератовидных песчаников. Нижний карбон (?). Угол падения 10—15°	По макро- и микроскопическому сходству с фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего карбона Песчанокопской скважины	Четвертичный + плиоцен . . . . . 339 Мэотис—сармат. . . 262 Караган + чокрак . . 39 Майкоп . . . . . 353 Фораминиферовые слои 244 Палеоцен. . . . . 319 Верхний мел . . . 542 Нижний мел (альб-апт) (?) . . . . . 300 Карбон 148
4	Ясенская, поисковая	2500	2240	Конгломераты и реже алевролиты и аргиллиты. В первых галька песчаников, бурых и зеленых аргиллитов, жильного кварца. Цемент красно-бурый. Верхний девон (?) Угол падения 20 30°	По внешнему сходству с одновозрастными породами р. Кальмиус и Невинномысской скважины	Четвертичный + киммерий + понт . . . . 260 Мэотис + сармат . . 288 Караган + чокрак . . 77 Майкоп + хадум . . 483 Фораминиферовые слои 147 Верхний мел. . . . 775 Нижний мел . . . . 310 Верхний девон (?) . . 260
5	Маргаритовская, поисковая	1203,5	1185	Серые и розовато-серые биотитовые, катаклазированные граниты, состоящие из кварца, плагиоклаза, ортоклаза, микроклина и биотита	По данным микроскопического изучения и сходству с одновозрастными породами Азово-Подольского массива	Четвертичный . . . 10 Мэотис + сармат + караган. . . . . 255 Майкоп + киевский ярус + палеоцен (?) . 325 Верхний мел. . . . 420 Н. мел (альб-апт) . . 175 Допалеозой 18,5

1	2	3	4	5	6	7
6	Каневские, разведочные (10 скв.)	1710—2150	1700—2100	Глинистые сланцы темно-серые, местами известковистые, известняки темно-серые, алевролиты. Нижний карбон (?). Угол падения 25—50°	По внешнему сходству с карбоном Донбасса	
7	Выселковская, опорная	2755	2619	Серые глинистые сланцы типа донецкого карбона или нижнеюрских сланцев Сев. Кавказа. В сланцах жилы основных магматических пород. Возраст каменноугольный (?) Угол падения пород 50—80°, зеркала скольжения	По макро- и микроскопическому сходству с отложениями нижнего карбона Песчанокопской скважины, фаунистически охарактеризованными	Четвертичный + плиоцен . . . . . 500 Мэотис + сармат . . 395 Караган + чокрак . . 100 Майкоп . . . . . 473 Фораминиферовые слои 422 Палеоцен . . . . . 150 Верхний мел . . . 330 Нижний мел (альб-апт) 249 Карбон (?) 136
8	Тимошевская, опорная	2480	Не дошла	—	—	Четвертичный + плиоцен . . . . . 735 Мэотис + сармат . . 505 Караган-чокрак . . . 131 Майкоп . . . . . 703 Фораминиферовые слои 406
9	Шенджийская, опорная	2224		—	—	Четвертичный + третичный (средний сармат) . 2224 м

1	2	3	4	5	6	7
10	Калужская, разведочная	2269	Не дошла	—	—	Четвертичный + плиоцен . . . . . 1030 Мэотис + сармат . . 399 Караган + чокрак . . 248 Майкоп . . . . . 515 Фораминиферовые слон 77
11	Орловские (5 скважин)	500—1000 м	320—370	Серые глинистые сланцы, песчанистые сланцы, известняки, мелкозернистые песчаники. Верхи среднего и низы верхнего карбона. Углы падения 45—70°	По данным микрофауны (Н. А. Редичкин)	Четвертичный + третичный (олигоцен + эоцен) . . . . 320—370 Карбон . . . . 600—700
12	Песчаноокопская, опорная	2741	2519	Серые глинистые сланцы, кварцитовидные песчаники, углистые сланцы (редко), темные известняки. Нижний карбон. Углы падения 45—85°. Многочисленные зеркала скольжения	Известняки содержат микрофауну, характерную для верхов турне—низов визе (Н. А. Редичкин)	Четвертичный + плиоцен). . . . . 164 Мэотис + сармат . . 89 Караган + чокрак . . 130 Майкоп . . . . . 378 Фораминиферовые слон 59 Палеоцен. . . . . 1124 Верхний мел. . . . 118 Н. мел. (альб-апт)? . 457 Нижний карбон. . . 222

1	2	3	4	5	6	7
13	Белоглинские (4-я скв.), разведочные	2000	1600—1650	Перемежаемость темно-серых глинистых сланцев с песчанистыми сланцами и тонкозернистыми песчаниками. Карбон (средний или верхний). Углы падения 40—80°	Палеонтологические остатки не встречены. По общегеологическим соображениям и данным минералого-петрографического изучения возраст принимается как средне- или верхнекарбоновый	Четвертичный + плиоцен . . . . . 30 Олигоцен . . . . . 230 Эоцен . . . . . 524 Палеоцен . . . . . 283 Верхний мел . . . . 500 Нижний мел (альб-апт) . . . . 200 Карбон 250
14	Ипатовская, опорная	2255	2021	Кварциты, крупнозернистые, темно-серые филлитоподобные породы, жилы альбитофиров и светлых фельзитовых порфиров. Нижний карбон (?). Углы падения 50—85°. Все породы, особенно филлиты, интенсивно перемяты и раздроблены. Масса зеркал скольжения	Макроскопически сходны с нижнекарбоновыми породами Песчанокопской скважины	Четвертичный + третичный (караган) . . . 93 Майкоп + хадум . . 739 Фораминиферовые слои (белая и зел. свиты) . 298 Свита горячего ключа + эльбурган . . . 520 Дат-сантон . . . . 210 Сеноман . . . . . 80 Альб . . . . . 76 Нижний карбон (?) . . 237

1	2	3	4	5	6	7
15	Сенгилеевские Р-2 и 3 (р-н гор. Ставрополя) разведочные	1728 2231	1339—1971	Темно-серые тонкозернистые песчаники с галькой черных сланцев. Ниже очень плотные черные глинистые сланцы. Карбон. Угол падения 50°	По макроскопическому сходству с песчаниками и сланцами восточной части Большого Донбасса	Сармат + караган . . 300 Майкоп + хадум. . . 778 Фораминиферовые слои (белая и зеленая свиты) 167 Свита горячего ключа + эльбурган . . . 315 Верхний мел . . . . 165 Палеозой (карбон), более 100
16	Невинномысская Р-5, разведочная	2000	1479	Красно-бурые, серые и зеленые филлиты. Верхний и средний девон (?) Углы падения 25—64°	По внешнему сходству с одновозрастными образованиями Сев. Кавказа	Майкоп . . . . . 196 Хадум . . . . . 122 Фораминиферовые слои 166 Горячий ключ + эльбурган. . . . . 531 Верхний мел . . . . 200 Нижний мел . . . . 264 Девон (?) 571
17	Нагутская, опорная	2052	2002	Серые глинисто-хлоритовые сланцы, кварцевые порфиры, красные микрозернистые аплитовидные граниты с ксенолитами зеленых тонкозернистых кварцитовидных песчаников среднего палеозоя. Породы сильно метаморфизованы. Средний палеозой. Углы падения 40—70°	То же	Третичный (майкоп — эльбурган) . . . . 740 Верхний мел . . . . 374 Нижний мел (альб—валанжин) . . . . . 701 Верхняя юра (титон) . 187 Палеозой 50

1	2	3	4	5	6	7
18	Александровская, разведочная № 27 (к юго-востоку от гор. Армавира)	2327	2235	Аналогичные Невинномысской скважине Р-5. Верхний или средний девон. Углы падения 45—80°	То же	
19	Кавминводская (к северу от Ессентуков), опорная	1482	1458	Гранодиориты темно-серые и розовато-серые	Средний палеозой; по внешнему сходству с породами Сев. Кавказа	Четвертичный . 26 Эоцен . . . . . 114 Палеоцен . . . . . 352 Верхний мел . . . . 300 Нижний мел . . . . 591 Верхняя юра . . . . 75 Средний палеозой . . 24
20	Черкесская № 1, разведочная	1912	1675	Граниты розовато-серые, розовые, слюдистые	Средний палеозой; весьма напоминает одновозрастные граниты „северного" типа на Северн. Кавказе	Палеоцен . . . . . 154 Верхний мел . . . . 396 Нижний мел . . . . 462 Верхняя юра . . . . 255 Средняя юра . . . . 408 Граниты 237
21	Георгиевская, опорная	3000	Не вскрыт	—	—	Средний сармат—нижний сармат (до глубины) . 726 Караган-тархан . . . 979 Майкоп . . . . . 832 Хадум . . . . . 35 В забое верхний мел .

1	2	3	4	5	6	7
22	Астраханская, опорная	2298	1462	Серые аргиллиты, алевролиты, гравелиты, артинский и кунгурский ярусы. Углы падения 0—70°	По фауне брахиопод (Д. Степанов) и гоннатитов (Л. Либрович)	Четвертичный . . . 80 Третичный . . . . 552 Верхний мел . . . . 358 Нижний мел . . . . 216 Юра средняя и верхняя 256 Пермь нижняя . . . (артинский и кунгурский ярусы) 836
23	Джанай, опорная	3035	2475	Перемежаемость серых, зеленоватых и бурых глинистых и песчанистых сланцев, реже мелкозернистых песчаников и известняков. Нижняя пермь. Углы падения 50—80°	По фауне фораминифер (Т. Д. Киреева)	Четвертичный . . . 200 Апшерон + акчагыл . 345 Майкоп . . . . . 645 Фораминиферовые слои 232 Верхний мел . . . . 158 Нижний мел . . . . 437 Юра (верх. и сред.) . 400 Пермо-триас (?) Нижняя юра (?). . . 58 Псевдофузулиновый горизонт нижней перми. 560
24	Промысловская, разведочная	1930	1900	Серые, зеленые глинистые и песчанистые сланцы, темно-серые песчаники	По внешнему сходству с породами палеозоя Джанайской опорной скважины	Четвертичный + плиоцен . . . . . 480 Верхний мел . . . . 125 Нижний мел . . . . 565 Юра . . . . . 760 Нижняя пермь . . . 80

1	2	3	4	5	6	7
25	Артезиан, опорная	3529	Не вскрыт	—	—	Современные + древнекаспийские отложения 192 Апшерон + акчагыл . 377 Караган . . . . . 151 Майкоп . . . . . 1280 Эоцен . . . . . 147 Верхний мел . . . . 261 Нижний мел . . . . 604 Юра 517
26	Сухокумская № 2, разведочная	2403	—	—	—	Четвертичный + неоген 1040 Майкоп + фораминиферовые слои 1363
27	Сухокумская № 1, разведочная	2840	—	—	—	Четвертичный + неоген 1340 Палеоген 1500
28	Черный рынок № 1, разведочная	3096	—	—	—	Четвертичный . . . 382 Неоген . . . . . 1286 Майкоп 1428
29	Болгарская, разведочная	2755	Не вскрыт	—	—	Четвертичный + неоген 2400 Палеоген 355

1	2	3	4	5	6	7
30	Александрийская, опорная	3370	—	—	—	Древнекаспийские отложения . . . . . 520 Апшерон + акчагыл . 992 Мэотис + сармат . . 829 Караган + чокрак . . 372 Майкоп 657
31	Озек-Суат, разведочные (3 скв.)	3500	3300—3500	Глинистые сланцы черные, серые и красно-бурые, песчаники темно-серые. Псевдофузулиновый горизонт нижней перми. Угол падения 45—80°	По спорам и пыльце (К. П. Иносова, П. Э. Вальц)	Четвертичный . . . 80 Неоген . . . . . 771 Майкоп + хадум . . .1437 Фораминиферовые слон 103 Верхний мел . . . . 220 Нижний мел . . . . 704 Юра . . . . . 168 Нижняя пермь . . 15 -30
32	Ачикулак, разведочная	2672		—	—	Четвертичный . . . 100 Плиоцен . . . . . 387 Сармат . . . . . 232 Караган-чокрак . . . 194 Майкоп . . . . . .1611 Фораминиферовые слон 102 Верхний мел 36
33	Бажиган, разведочная	2540	Не вскрыт	—	—	Четвертичный . . . 194 Плиоцен . . . . . 657 Сармат . . . . . 266 Караган-чокрак . . . 163 Майкоп 1260

1	2	3	4	5	6	7
34	Темиргоевская, опорная	3034	—	—	—	Новокаспийские отложения. . . . . 133 Древнекаспийские отложения. . . . . 404 Апшерон . . . . . 621 Акчагыл . . . . . 535 Мэотис. . . . . 828 Верхний сармат . . . 413 Средний сармат . . . 100

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложенная вниманию геологов геологическая карта Кавказа м-ба 1 : 500 000 с 13 разрезами к ней, несомненно, представляет интерес как в научном, так и в практическом отношениях.

Геологические разрезы проведены через весь Кавказ; составлены они с учетом всех опорных скважин Предкавказья. На разрезах отчетливо выявляются структурные особенности различных районов и зон Кавказа; они принесут бесспорную пользу при проектировании дальнейших геолого-разведочных работ.

Данная работа (карта и объяснительный текст к ней) подводит итог определенному этапу геологических исследований на Кавказе. Анализ материалов, легших в основу этого труда, показал, что наряду с некоторыми решенными вопросами геологии Кавказа имеется еще ряд неразрешенных и спорных вопросов.

В основу составленной карты положены, как указывалось выше, листы более крупномасштабной карты Кавказа; теперь на основе этой сводки будет легко планировать дальнейшие работы по различным крупномасштабным геологическим съемкам описываемой области. Кроме того, нужны, конечно, разнообразные тематические исследования.

На территории Малого Кавказа следует, в первую очередь, начать детальное изучение стратиграфии юрских отложений и дать по ним сводную работу, подобную той, которая

---

* Карта издана Госгеолтехиздатом в 1957 г.

сделана для Грузии (И. Р. Кахадзе, «Грузия в юрское время», 1947). Стратиграфией меловых отложений Малого Кавказа много лет занимался В. П. Ренгартен, обработавший как свои сборы, так и сборы других исследователей; следует пожелать скорейшего опубликования этой монографии.

При обработке иноцерамов следует иметь в виду специфические трудности их определения, приводившие иногда к ошибочным выводам о возрасте включающих отложений. Эти вопросы детально разобраны в специальной статье Ф. Митуры (Mitura, F.; 1957).



Рис. 34. Гора Арарат, вид с севера от гор. Еревана.
Фото И. И. Мелик-Агамалова.

Наибольшее внимание следует уделить на Малом Кавказе стратиграфии его третичных вулканогенных толщ; здесь необходимы, в первую очередь, весьма детальные полевые исследования в районах, где наметилась взаимосвязь вулканогенных и морских фаций (Ахалцих, приереванский район, сс. Шагаплу—Карахач и восточная часть Нахичеванской мульды) спорного возраста, а затем монографическая обработка собранной в них фауны (морской и полупресноводной) и флоры.

В отношении интрузивных пород области необходимо продолжить на многих массивах детальные петрографические

исследования для выделения разных фаз и фаций, сопровождаемые большим количеством определений абсолютного возраста всех выделенных разновидностей. Только таким способом возможно разрешение спорных вопросов о возрасте различных интрузивов Кавказа и их роли в его металлогении.

Для успешного проведения соответствующих камеральных работ в территориальных геологических управлениях необходимо расширение их лабораторной базы.

В отношении структурно-тектонического районирования области необходимо продолжение детального изучения структур главнейших рудных районов, а также рудоносных зон, обращая внимание также на характер сопряжения различных тектонических зон, выделяемых разными исследователями.

Весьма желательно детальное исследование зон разломов, для которых имеются данные о длительном их формировании (надвиги южного склона Главного хребта, зона Передового хребта, надвиги Малого Кавказа), с целью выяснения (уточнения) их роли как в истории геологического развития Кавказа, так и в распределении его рудных провинций.

Резюмируя, можно констатировать, что на Кавказе должен начаться новый этап еще более детальных разнообразных исследований, связанных с претворением в жизнь новых народнохозяйственных проблем. Будем надеяться, что выполненная сводка поможет с достаточной четкостью планировать все необходимые для указанной цели работы.

ЛИТЕРАТУРА

Абакелиа М. С. — К вопросу гравиметрической (маятниковой) изученности Кавказа (Гравиметрическая карта Кавказа). Пробл. Сов. геол., т. VI, № 4, 1936.

Абакелиа М. С. — Об изменении силы тяжести во времени в связи с тектоническими движениями на Кавказе. Пробл. Сов. геол., т. VI, № 4, 1936.

Абакелиа М. С. — Гравитационные карты Грузинской ССР. Изв. Груз. политехн. ин-та, кн. 11, 1939.

Абакелиа М. С. — Проблема Кюрдамирского гравитационного хребта в Закавказье. Тр. Ин-та геофизики АН ГрузССР, т. X, 1947.

Абакелиа М. С. — Некоторые вопросы геологической гравиметрии. Тр. Груз. политехн. ин-та, 32, 1954.

Абакелиа М. С. — Проблема геологической интерпретации регионального гравитационного поля Закавказской низменности. Тр. Ин-та геофизики АН ГрузССР, т. XIV, 1955.

Абдулкасумзаде М. Р. — Материалы по стратиграфии верхней юры Малого Кавказа. Докл. АН АзССР, т. X, № 3, 1954.

Абдулкасумзаде М. Р. — Фауна и стратиграфия верхнеюрских отложений северо-восточной части Малого Кавказа (Азербайджан). Автореф. дисс. канд. геол.-минералог. наук. Ин-т геол. АН АзССР, Баку, 1955.

Абдулкасумзаде М. Р. — Новый вид рода *Perisphinctes* из среднеюрских отложений Малого Кавказа (Азербайджан). Докл. АН АзССР, т. XII, № 2, 1956.

Абдуллаев Р. Н. — Открытие верхнемеловых отложений в Кедабекском районе. Докл. АН АзССР, т. III, № 12, 1947.

Абдуллаев Р. Н. — О присутствии нижнемеловых отложений в Кедабекском районе. Докл. АН АзССР, т. IV, № 9, 1948.

Абдуллаев Р. Н. — О среднеюрском вулканизме кислой магмы на Малом Кавказе. Изв. АН АзССР, № 8, 1955.

Абдуллаев Р. Н. — О возрасте эффузивно-пирокластической толщи северного склона Шахдагского хребта (Малый Кавказ). Докл. АН АзССР, т. XII, № 5, 1956.

Абдуллаев Р. Н. — Об абсолютном возрасте некоторых интрузивных об-

разований Малого Кавказа. Докл. АН АзССР, т. XIV, № 3, 1958.

Абдуллаев Р. Н., Султанов К. М. — Новые данные о миоценовых отложениях северо-восточных предгорий Малого Кавказа. Докл. АН АзССР, т. XI, № 10, 1955.

Абдуллаев Р. Н., Шихалибейли Э. Ш. — Вулканизм и геологическая история Мровдагского антиклинория (Малый Кавказ). Изв. АН АзССР, № 2, 1956.

Абовян С. Б. — К стратиграфии эоценовых отложений северо-восточного побережья озера Севан. Докл. АН АрмССР, т. XXIII, № 1, 1956.

Абовян С. Б. — О некоторых физических свойствах хромшпинелидов Армении. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, т. X, № 3, 1957.

Абрамович М. В. — Новые взгляды на геологическое строение Ленинского района. Изд. АН АзССР, Баку, 1945.

Абрамян М. С. — Новые виды брахиопод из фаменских отложений Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, т. VII, № 2, 1954.

Абрамян М. С. — Брахиоподы верхнефаменских и этренских отложений юго-западной Армении. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1957.

Абрамян М. С., Аракелян Р. А. — Этренский ярус в Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, т. I, № 5, стр. 419—422, 1948.

Авакян Л. А. — *Rhinoceros mercki* Jaeg. из четвертичных отложений Армении. Науч. тр. Ереванск. ун-та, т. 52, сер. геол., наук, вып. 2, 1955.

Авдусин П. П. — Строение пород и фаций среднего плиоцена Восточного Закавказья. Изд. АН СССР, Институт нефти, Москва, 1952.

Аветисян В. А. — К вопросу о формировании вод андезито-базальтовых лав Армении. В сб.: Вопр. геол. и гидрогеол. АрмССР, Ереван, 1956.

Аветисян В. А., Малхасян Э. Г. — Геолого-гидрохимические особенности участка выхода сернистого минерального источника в верховьях бассейна р. Арпа. Сб. научн. тр. Ереванск. политехн. ин-та, № 13, 1956.

Авров В. Я. — О динамике процесса формирования Прикаспийской соляно-купольной провинции. Всес. нефт. н.-и. геол.-разв. ин-т (ВНИГРИ), Геол. сб., III (VI), Гостоптехиздат, 1955.

Агабеков М. Г. — О мнимой роли диапиризма в тектонике юго-восточного Кавказа (По поводу статьи В. Е. Ханна и И. П. Жабрева). Изв. АН АзССР, № 2, 1956.

Агабеков М. Г. — Формирование нефтяных залежей в продуктивной толще Нижне-Куринской низменности и Бакинского архипелага и направление поисково-разведочных работ. Геол. нефти, № 12, 1957.

Агабеков М. Г., Ахмедбейли Ф. С. — К вопросу изучения неотектоники в Азербайджане. Изв. АН АзССР, № 7, 1956.

Агабеков М. Г., Мамедов А. В. — Критические замечания по поводу книги В. П. Маркевича Геологическое строение восточной Грузии. Изв. АН АзССР, № 11, 1956.

Агабеков М. Г., Султанов К. М. — К вопросу о тектонике неогеновых отложений западного Азербайджана. Изв. АН АзССР, № 1, 1954.

Агаларов М. С., Тамразян Г. П. — Пластовые воды майкопской свиты Прикаспийского нефтеносного района. Докл. АН АзССР, т. IX, № 10, 1953.

Агалин Г. П. — Краткий геологический очерк центральной части Большого Карачая. Изв. Геол. Ком., т. 48, № 4, 1929.

Адамян А. А. — Туфы и туфолавы южных склонов массива г. Арагац. Изв. АН АрмССР, сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, т. IV, № 3, 1951.

Адамян А. А. — О присутствии целестина в глинах гипсоносной толщи Шорагбюра. Сб. научн. тр. Ереванск. политехн. ин-та, № 8, Геология и горное дело, вып. 1, 1954.

Адамян А. А., Саакян Н. А. — К вопросу происхождения четвертичных туфов приереванского района. Сб. научн. тр. Ереванск. политехн. ин-та, № 11. Геол. и горн. дело, вып. 2, 1955.

Аджалова С. С. — О коллекторах апшеронского яруса Прикуринской низменности. Труды Азерб. н.-и. ин-та по добыче нефти, вып. 4, 1956.

Аджимамудов Э. Б. — О связи гравитационного поля с тектонической зональностью Малого Кавказа. Докл. АН АрмССР, т. XXIV, № 4, 1957.

Ажгирей Г. Д. — Дискуссионные вопросы истории формирования тектонической структуры Большого Кавказа в мезо-кайнозое. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXVIII, вып. 4, 1953.

Азизбеков Ш. А. — Петрография северо-восточной части Малого Кавказа. Изд. АН АзССР, Баку, 1947.

Азизбеков Ш. А. — О возрасте соленосной толщи Азербайджанской части Малого Кавказа. Докл. АН АзССР, т. VII, № 6, 1951.

Азизбеков Ш. А. — Состояние и очередные задачи геоморфологических исследований в Азербайджане. Тр. Конференции по геоморфологии Закавказья. Изд. АН АзССР, Баку, 1953.

Азизбеков Ш. А. — К геологии девонских отложений юго-восточной части Малого Кавказа. Тр. Азерб. индустр. ин-та, № 7, 1954.

Азизбеков Ш. А., Абдуллаев Р. Н. — Эоценовые отложения юго-западной части Конгуро-Алангезского хребта. Изв. АН АзССР, № 11, стр. 3—11, 1947.

Азизбеков Ш. А., Абдуллаев Р. Н. — Верхнемеловые отложения Ордубадского района. Изв. АН АзССР, № 6, 1947.

Азизбеков Ш. А., Абдуллаев Р. Н. — Основные черты геологии и петрографии Ордубадского плутона и вмещающих его пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, стр. 59—67, 1947.

Азизбеков Ш. А., Абдуллаев Р. Н. — Геолого-петрографический очерк юго-западной части Конгуро-Алангезской интрузии и вмещающих ее пород (Азербайджанская ССР). АН АзССР, Тр. Ин-та геологии АН АзССР, т. XIV, 1951.

Азизбеков Ш. А., Мустафабейли М. А., Малютин Р. С. — О структуре и

генезисе Гюмушлугского полиметаллического месторождения (НахАССР). Докл. АН АзССР, т. XIII, № 5, 1957.

Айзенберг М. А. — Опыт интерпретации региональной гравитационной картины Грузии. Тр. Ин-та геофизики АН ГрузССР, т. XIV, 1955.

Айзенштадт Г. Е. — Схема классификации соляных куполов Южной Эмбы. Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-та (ВНИГРИ), вып. 95, 1956.

Акаева В. П. — Петрография юрских отложений северного склона юго-восточного Кавказа. Автореф. дисс. канд. геол.-минералог. наук, Ин-т геологии АН АзССР, Баку, 1955.

Акаева В. П. — О терригенно-минералогических провинциях юрских отложений северного склона юго-восточного Кавказа. Докл. АН АзССР, т. XII, № 1, 1956.

Акопян В. Т. — О возрасте вулканогенной толщи вершины г. Тапасар. Докл. АН АрмССР, т. XXIV, № 4, 1957.

Акопян В. Т. — К стратиграфии нижнемеловых отложений юго-восточной Армении. Изв. АН АрмССР, серия геол. и геогр. наук, т. XI, № 1, 1958.

Акопян Н. А. — Минералогия зоны окисления главнейших медномолибденовых месторождений Армении [Каджаран, Агарак, Дастакерт, Анкаван (Мисхана)]. Автореф. дисс. канд. геол.-минералог. наук. Ин-т геол. рудн. месторожд., петрогр., минералогии и геохимии АН СССР, Инст. геол. наук АН АрмССР, Москва — Ереван, 1957.

Акопян Ц. Г. — О магнитных свойствах горных пород Армении. Тр. Ин-та геофизики АН ГрузССР, т. XIV, 1955.

Александрян В. В. — Некоторые вопросы проектирования вертикального дренажа и гидравлического расчета колодцев. Вертикальный дренаж в Араздаянской степи Армянской ССР. Автореф. дисс. канд. техн. наук. Киевский политехн. ин-т, Киев, 1957.

Алексин А. Г. — Типы скоплений нефти и газа Восточного Предкавказья. Новости нефт. техники, Геология, № 2, 1956.

Алексин А. Г., Цатуров А. И. — Основные результаты опорного бурения по Терско-Кумской равнине. Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-та (ВНИГРИ), вып. 111, 1957.

Алиев А. А. — Новая схема орографии Ленкоранской природной области. Докл. АН АзССР, т. X, № 2, 1954.

Алиев А. Г., Даидбекова Э. А. — Петрография майкопских отложений Азербайджана. Изд. АН АзССР, Баку, 1953.

Алиев А. Г., Даидбекова Э. А. — Осадочные породы Азербайджана (Петрогр. характеристика нефтеносных областей). Азнефтеиздат, Баку, 1955.

Алиев В. И. — Структурные и текстурные особенности колчеданных руд Чирагидзор-Тоганалинского рудного поля. Изв. АН АзССР, № 4, 1957.

Алиев Г. А. — О нижнемеловых отложениях района горы Бартаз (Малый

Кавказ). Докл. АН АзССР, т. XII, № 9, стр. 651—654, 1956.

Алиев М. М. — Иноцерамы меловых отложений северо-восточной части Малого Кавказа. Тр. Геол. ин-та Азерб. филиала АН СССР, т. XII (63), Баку, 1939.

Алиев М. М. — Меловые отложения района сел. Гадрут (Малый Кавказ). Докл. АН АзССР, т. XIII, № 7, 1957.

Алиев М. М., Абдуллаев Р. Н. — Меловые отложения междуречья Акстафа-чай и Храми. Докл. АН АзССР, т. XII, № 8, стр. 565—574, 1956.

Алиев М. М., Мамедзаде Р. Н. — О присутствии сеномана в районе гор. Джебраил (Малый Кавказ). Докл. АН АзССР, т. XIII, № 5, 1957.

Алиев Р. А. — Фауна и стратиграфия меловых отложений северного склона юго-восточного Кавказа (Междуречье Тагирджалчая и Гильгильчая). Автореф. дисс. канд. геол.-минералог. наук. Ин-т геологии АН АзССР, Баку, 1957.

Алиев С. А. — О величине геотермической ступени по месторождениям Кировабадского р-на. Уч. зап. Азерб. ун-та, № 9, 1955.

Ализаде К. А. — Акчагыльский ярус Азербайджана. Изд. АН АзССР, Баку, 1954.

Ализаде К. А. — К вопросу о границах между отдельными стратиграфическими единицами третичной системы в пределах Азербайджана. Тр. Азерб. индустр. ин-та, № 14, 1956.

Амирасланов А. А. — Структурные факторы, контролирующие локализацию колчеданных месторождений Советского Союза. Вопр. геол. Азии, т. 2, Изд. АН СССР, Москва, 1955.

Амроян А. Е. — Ереванский соленосный бассейн. Тр. Арм. геол. упр. М-ва геол. и охраны недр СССР, № 1, Ереван, 1957.

Ананьев В. П. — Минералогический состав лессовой породы Ставрополья (Сев. Кавказ). Докл. АН СССР, 110, № 6, 1956.

Андрущенко Г. Ф., Халилова Т. А. — Минеральный состав руд Эльворского железо-марганцевого месторождения. Изв. АН АзССР, № 3, 1957.

Ансберг Н. А. — О тектоническом строении западной части Северного Кавказа (бассейны рек Кубань и Белая). Вестн. Ленингр. ун-та, № 1, 1955.

Антонов Б. А. — О поверхностях выравнивания северо-восточных склонов Малого Кавказа. Докл. АН АзССР, т. IX, № 5, 1953.

Антонов Б. А. — О поверхностях выравнивания юго-западных склонов Зангезурского хребта. Тр. Конференции по геоморфологии Закавказья. Изд. АН АзССР, Баку, 1953.

Антонов Б. А. — Геоморфология Ленкоранской области (Талыш). Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, № 20, 1955.

Апресов С. М. — Соляная тектоника и диапиризм. Нефт. х-во, № 4, 1954.

Апресов С. М. — О глубине складчатых систем и глубинных разломов. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол, т. XXXII, вып. 4, 1957.

Аракелян Р. А. — Стратиграфия палеозойских отложений юго-западной

Армении и прилежащих частей Нахичеванской АССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1952.

Аракелян Р. А. — Стратиграфия древнего метаморфического комплекса Армении. Изв. АН АрмССР, т. X, сер. геол. и геогр. наук, № 5—6, 1957.

Арсентьев А. В. — Золотоносность северо-западного Кавказа. Тр. Сев.-Кавк. горно-металлургического ин-та, вып. 4, 1948.

Арутюнова Н. М. — Вещественный состав донных отложений северной части Каспийского моря. Тр. Гос. океаногр. ин-та, вып. 31, 1957.

Архангельский А. Д., Михайлов А. А. и др. — Геологическое значение аномалий силы тяжести в СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1937.

Архангельский А. Д., Страхов Н. М. — Геологическое строение и история развития Черного моря. Изд. АН СССР, 1938.

Архангельский А. Д., Федынский В. В. — Геологические результаты гравиметрических работ в восточном Азербайджане. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. 1/31, вып. 3—4, 1931.

Арчвадзе К. М. — Некоторые данные о микрофаунистической характеристике сакараульского горизонта Абхазии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1954.

Асатрян А. А. — Значение нуммулитовой фауны для стратиграфии третичных отложений Армении. Тр. Арм. геол. упр. М-ва геол. и охраны недр СССР, № 1, Ереван, 1957.

Аскеров А. Г. — Гидротермы Малого Кавказа. Учен. зап. Азерб. ун-та, № 6, 1956.

Асланов И. Н. — Моллюсковая фауна из верхнеэоценовых отложений бассейна р. Кюрак-чай (Малый Кавказ). Докл. АН АзССР, т. IX, № 12, стр. 725—730, 1953.

Асланов И. Н. — К стратиграфии среднеэоценовых отложений окрестностей сс. Парага и Парадаш (Ордубадский и Джульфинский районы Нахичеванской АССР). Докл. АН АзССР, т. X, № 9, 1954.

Асланов И. Н. — Новые виды и разновидности фауны моллюсков из нижнеолигоценовых отложений северо-восточных предгорий Малого Кавказа (Азербайджанская ССР). Тр. ин-та геологии АН АзССР, т. XVIII, 1956.

Асланян А. Т. — О возрасте вулканогенной толщи центральной части Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, стр. 189—198, 1948.

Асланян А. Т. — Стратиграфия юрских отложений северной Армении. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1949.

Асланян А. Т. — Новые данные по неогеновой тектонике Армении. Докл. АН АрмССР, т. XII, № 2, 1950.

Асланян А. Т. — Стратиграфия вулканогенных пород Приереванского района (АрмССР). Докл. АН АрмССР, т. XI, № 5, 1950.

Асланян А. Т. — О центрах извержений новейших туфов Армянского нагорья. Сб. научн. тр. Ереванск. политехн. ин-та, № 13, 1956.

Асланян А. Т. — Связь вулканической деятельности с деформациями земной коры. Докл. АН АрмССР, т. XVIII, № 1, 1954.

Асланян А. Т., Бальян С. П. — Следы древнечетвертичного оледенения в Армении. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXVIII, вып. 6, 1953.

Асланян П. М. — Новые данные о возрасте зоны *Variamussium fallax* Korobkow в Армении. Докл. АН СССР, 119, № 5, 1958.

Асратян В. П. — Основные литолого-петрографические черты отложений среднего эоцена Приереванского района. Научн. тр. Ереванск. ун-та, т. 52, сер. геол. наук, вып. 2, 1955.

Асратян В. П. — Краткая литолого-петрографическая характеристика отложений верхнего эоцена Приереванского района. Научн. тр. Ереванск. ун-та, т. 59, сер. геол. наук, вып. 3, 1957.

Аствацатуров С. А. — К вопросу о тектонике восточной части междуречья Куры и Иори. Докл. АН АзССР, т. IX, № 10, 1953.

Астахов Н. Е. — О поверхностях выравнивания на Триалетских горах (Восточная Грузия) и их связи с историей формирования долины р. Куры. Тр. Ин-та геогр. АН ГрузССР, № 6, 1955.

Астахов Н. Е. — Опыт геоморфологической характеристики бассейна верхнего течения реки Иори (Восточная Грузия) в связи с неотектоническими процессами. Тр. Ин-та геогр. АН ГрузССР, № 6, 1955.

Астахов Н. Е., Маруашвили Л. Н. — Тианетская котловина р. Иори как пример морфогенеза при тектоническом подпруживании речных долин. Сообщ. АН ГрузССР, т. XV, № 4, 1954.

Астахов Н. Е., Маруашвили Л. И., Чангашвили Г. З. — Алазанско-Агричайская межгорная долина в восточном Закавказье как современная континентальная геосинклиналь. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 2, 1956.

Астахов Н. Е., Лежава В. М. — Оползневый переброс р. Челти (Кахетинский склон Кавкасиони). Тр. Тбилисск. Гос. ун-та, 58, 1956.

Атабекян А. А. — К вопросу о сеномане района сел. Иджеван Армянской ССР. Докл. АН АрмССР, т. XVII, № 1, 1953.

Атабекян А. А. — Стратиграфия меловых отложений бассейнов рек Агстев и Инджа-су (Северная Армения). Дисс. канд. геол.-минералог. наук. Гос. ун-т, Ереван — (ВСЕГЕИ), Ленинград, 1954.

Атабекян А. А. — Об открытии верхнеюрских отложений в междуречье средних течений рр. Агстев и Гасан-су (Армения). Докл. АН СССР, 96, № 3, стр. 589—592, 1954.

Атабекян А. А. — Некоторые экзогиры из альбских отложений бассейна р. Агстев (Армянская ССР). Изв. АН АрмССР, сер. физ.-матем., естеств. и техн. наук, т. VIII, № 1, 1955.

Афанасьев Г. Д. — Гранитоиды интрузивных комплексов северо-западного Кавказа. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 69, петрогр. сер., № 38, 1950.

Афанасьев Г. Д. — О роли гранитизации в формировании гранитоидных

массивов некоторых складчатых областей. Изв. АН СССР, № 4, стр. 5—18, 1951.

Афанасьев Г. Д. — Материалы к проблеме происхождения гранитов в свете данных по гранитоидам некоторых областей СССР. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 148, петрогр. сер., № 44, 1953.

Афанасьев Г. Д. — Некоторые очередные проблемы магматизма Северного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1954.

Афанасьев Г. Д. — Проблема возраста магматических пород Северного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1955.

Афанасьев Г. Д. — Новые данные о возрасте магматических пород Северного Кавказа. Бюлл. Комис. по определению абсолютного возраста геол. формаций АН СССР, № 1, 1955.

Афанасьев Г. Д. — Основные итоги изучения магматической геологии Северокавказской складчатой области. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1956.

Афанасьев Г. Д. — О кайнозойском магматизме Кавказа и о некоторых итогах определения абсолютного возраста K-Ar методом. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, стр. 30—54, 1957.

Афанасьев Г. Д., Борсук А. М. — Щелочные трахиты на северо-западном Кавказе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1957.

Афанасьев Г. Д., Масуренков Ю. П. — О кайнозойском магматизме центрального Кавказа. Докл. АН СССР, 105, № 3, 1955.

Афият С. А. — Петрография юрских эффузивов северо-восточной части Малого Кавказа. Автореф. дисс. канд. геол.-минералог. наук. Ин-т геол. АН АзССР, Баку, 1956.

Ахмедбейли Ф. С. — Геологическое строение и развитие Кусаро-Дивичинского синклинория (северо-восточный Азербайджан). Автореф. дисс. канд. геол.-минералог. наук. Ин-т геол. АН АзССР, Баку, 1954.

Ахмедбейли Ф. С. — Тектоника полосы меловых отложений междуречья Тагирджалчай и Карачай (северо-восточный Азербайджан). Изв. АН АзССР, № 6, 1955.

Ахмедбейли Ф. С. — К вопросу перспектив нефтеносности прибрежной полосы северо-восточного Азербайджана (по новым данным). Докл. АН АзССР, т. XII, № 7, 1956.

Ахмедбейли Ф. С., Векилов Б. Г. — Новые останцы третичных отложений в высокогорной части северо-восточного Азербайджана. Докл. АН АзССР, т. XI, № 10, 1955.

Ахмедов Г. А. — Геология и нефтеносность Кобыстана. Азнефтеиздат, Баку, 1957.

Бабаджанян А. К. — О находке гранато-волластонитового скарна в газминском интрузивном комплексе. Сб. науч. тр. Ереванск. политехн. ин-та, № 11, Геол. и горное дело, вып. 2, 1955.

Бабаев А. Г. — О геохимическом диапазоне образования пирита и глауконита в осадочных породах. Докл. АН АрмССР, т. XXV, № 3, 1957.

Бабазаде Б. К. — Новые геологические данные и задачи разведочных работ на нефть и газ в АзССР. Нефт. х-во, № 12, 1956.

Бабанский М. М. — Элементы гидрохимии реки Калауса. Материалы по изуч. Ставропольск. края, вып. 8, 1956.

Багдасарян Г. П. — Петрогенетические особенности порфировидных сиенито-гранитов Амзачиманской интрузии в АрмССР. Изв. АН Арм ССР, сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, т. VIII, № 2, 1955.

Багдасарян Г. П. — Петрография щелочных эффузивных пород АрмССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1956.

Багдасарян Г. П. — О контактовых и постмагматических явлениях, связанных с комплексом щелочных пород центральной Армении. Изв. АН АрмССР, сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, т. IX, № 8, 1956.

Багир-Заде Ф. М. — К вопросу о «стратиграфических» залежах нефти. Тр. Азерб. индустр. ин-та, № 9, 1955.

Багридзе Ф. М., Агабеков М. Г. — О расположении грязевых вулканов Нижне-Куринской депрессии в связи с тектоникой. Доклады АН АзССР, т. IX, № 4, 1953.

Балавадзе Б. К. — Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии. Изд. АН ГрузССР, Тбилиси, 1957.

Баласанян С. И. — К генезису интрузивных пород Памбакского и Геджалинского хребтов. Изв. АН АрмССР, т. VIII, № 3, 1955.

Баласанян С. И. — Шаровые габбро Геджалинского хребта в Армении. Изв. АН АрмССР, сер. физ.-матем., естеств. и техн. наук, т. IX, № 4, 1956.

Баласанян С. И. — К генезису основных дайковых пород Армении и прилегающих участков Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1956.

Баласанян С. И. — Банушский интрузив Северной Армении. Тр. Арм. геол. упр. М-ва геол. и охраны недр СССР, № 1, Ереван, 1957.

Баласанян С. И. — Различия в химизме разновозрастных однотипных эффузивных пород Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. Геохимия, № 8, 1957.

Баласанян С. И. — Эволюция интрузивного магматизма армянской части Малого Кавказа. Докл. АН СССР, 116, № 3, 1957.

Балкаров М. И., Рунич В. П. — Вопросы использования нарзанов Приэльбрусья. Вопр. Курортол. физиотерапии и лечебн. физич. культуры, № 6, 1957.

Бальян С. П. — Краткая характеристика истории развития рельефа Центрального вулканического нагорья Армении. Тр. Конференции по геоморфологии Закавказья. Изд. АН АзССР, Баку, 1953.

Баранова А. И. — К истории Каспийского моря в хвалынское время. Тр. Лабор. аэрометодов АН СССР, т. V, 1956.

Баранова В. В. — Ореолы рассеяния молибдена на одном из участков Тырны-Аузского месторождения (Северный Кавказ). Геохимия, № 2, 1957.

Баранов В. И. — Проблемы возраста геологических формаций (Сессия в Тбилиси). Вести. АН СССР, № 8, 1956.

Баранов И. Я., Масуренков Ю. П. — О соотношении интрузивных комплексов на Западном Кавказе (рр. Шахе и Белая). Уч. зап. Ростовск. н/Д ун-та, 33, вып. 6, 1955.

Баранов И. Я., Масуренков Ю. П. — О вероятности мезозойского возраста гранитоидов верховьев р. Белой. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1955.

Баранов И. Я., Масуренков Ю. П. — Докембрий и палеозой бассейнов рек Шахе и Белой (кристаллическая и метаморфическая толщи). Уч. зап. Ростовск. н/Д ун-та, вып. 7, 1956.

Баренбойм М. И. — Схема строения поверхности подсолевого ложа юго-восточной Прикаспийской впадины. Докл. АН СССР, 101, № 1, 1955

Барс Е. А. — К вопросу о распределении и характере органического вещества в майкопских пелитах Карталинии (Грузинская ССР). Тр. Ин-та нефти АН СССР, т. III, 1954.

Барсанов Г. П. — Некоторые данные по минералогии контактово-метасоматических образований Дашкесана. В сб.: Вопросы петрографии и минералогии, т. 2. Изд. АН СССР, Москва, 1953.

Бежаев М. М. — К вопросу о палеогеографии северо-восточного Кавказа в среднемиоценовую эпоху. Докл. АН СССР, 103, № 5, 1955.

Белоусов В. В. — Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования. Труды ЦНИГРИ, ч. I, вып. 108, 1938; ч. II, вып. 121, 1940; ч. III, вып. 126, 1939.

Белоусов В. В. — Основные вопросы геотектоники. Госгеолиздат, 1954.

Белоусов В. В. — К вопросу о методах сейсмического районирования. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 3, 1954.

Белоусов В. В. — Внутреннее строение и развитие Земли в свете геотектонических данных. Тр. Геофизич. ин-та АН СССР, № 26(153), 1955.

Белоусов В. В. — Типы и происхождение складчатости. Сов. геология, № 1, 1958.

Беляев Е. И. — Новые материалы по верхнетретичным млекопитающим Северного Кавказа. Природа, № 3, 1940.

Белянкин Д. С. — К вопросу о туфовых лавах Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1952.

Белянкин Д. С., Петров В. П. — Тешенито-камптонит-мончикитовые интрузии окрестностей гор. Ахалциха. Тр. ин-та геол. наук АН СССР, вып. 21, петрограф. серия, т. XV, № 7, 1940.

Бенделиани А. Е. — Первичная зональность в гидротермальных рудных месторождениях Грузии. Тр. Грузинского политехн. ин-та, № 3(44), 1956.

Бендукидзе Н. С. — К вопросу о возрасте свиты Мтаварн. Сообщ. АН ГрузССР, т. XV, № 3, стр. 163—166, 1954.

Бендукидзе Н. С. — О третичных кораллах окрестностей Еревана. Изв. АН АрмССР, сер. физ.-матем., естеств. и техн. наук, т. VIII, № 4, 1955

Бессонов И. И. — К вопросу о составе древнего субстрата Предкавказья. Докл. АН СССР, 110, № 3, 1956.

Бехбудов А. К. — Опыт строительства и эксплуатации вертикального дренажа в условиях Муганской степи Азерб. ССР. Тр. Азерб. политехн ин-та, вып. 2, 1956.

Бизнигаев А. Д. — Платформенные складки Ставрополья, их типы и особенности. Тр. Акад. нефт. промышл., вып. 2, 1955.

Бизнигаев А. Д.— Основные черты геологического развития Ставропольского поднятия. Тр. Акад. нефт. промышл., вып. 3, 1956.

Блажний Е. С. — Геоморфология и основные моменты геологической истории низовьев реки Кубани в позднечетвертичное время. Тр. Кубанск с.-х. ин-та, вып. 1, 1954.

Благонравов С. А. — О некоторых чертах условий осадкообразования отложений хадумского горизонта и майкопской свиты северо-восточного Кавказа. Тр. Грозненск. нефт. ин-та, № 16, 1955.

Благонравов С. А., Рафиков Р. А., Сайянц Э. Е. — Новые данные о происхождении одной породы эффузивного облика в обнажении близ города Грозного. Тр. Грозненск. нефт. ин-та, № 13, 1954.

Боганик Н. С. — К познанию четвертичных образований Восточного Предкавказья. Тр. Московск. геол.-разв. ин-та (МГРИ), т. XXIII. стр. 97—125. 1948.

Богачев В. В., Евсеев В. П. — Апшеронская фауна в бассейне Азовского моря. Докл. АН СССР, нов. сер., 25, № 9, 1939.

Богданович А. К. — О саккамминовой зоне из верхнемайкопских отложений Северного Кавказа и ее руководящих видах. Докл. АН СССР, 98, № 1, 1954.

Боголепов К. В. — О состоянии работ по спорово-пыльцевому анализу. Разведка и охрана недр, № 4, 1957.

Бозоян О. А. — Краткая гидрогеологическая характеристика минеральных источников горы Араган. В сб.: Вопр. геол. и гидрогеол. АрмССР. Ереван, 1956.

Бозоян О. А., Меликсетян А. О. — Физико-химические свойства минеральных вод Анкаван (АрмССР). В сб.: Вопр. геол. и гидрогеол. Арм ССР, Ереван, 1956.

Борзова В. Н. — Литолого-стратиграфическая характеристика отложений мезозоя и палеозоя Нагутской опорной скважины. Матер. по геол европ. террит. СССР. Сборник статей ВСЕГЕИ, вып. 14, Госгеолтехиздат, 1956.

Брод И. О., Цатуров А. И., Несмеянов Д. В. — Перспективы нефтегазоносности карбонатных отложений мезозоя восточного Предкавказья Геол. нефти, № 3, 1957.

Броцкий Ю. З., Карандеева М. В. — Развитие западного Прикаспия в четвертичное время. Вести. Моск. ун-та, № 2, 1953.

Брюн Е. С. — О границе средней и верхней юры на Северном Кавказе Вестн. Ленингр. ун-та, № 10, 1955.

Буачидзе И. М. — О термальных горизонтах подземных вод некоторых артезианских бассейнов Западной Грузии. Тр. Грузинского политехн. ин-та, № 3 (44), 1956.

Буданов В. И. — К динамике берегов Восточного Приазовья. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 21, 1957.

Букалова Г. В. — О новом роде фораминифер из альбских отложений северо-западного Кавказа. Докл. АН СССР, 114, № 1, 1957.

Букия С. Г. — О датском ярусе в Мегрелии. Докл. АН СССР, 99, № 1, 1954.

Букия С. Г. — О нижнем лейасе в северо-западной части Абхазии, Докл. АН СССР, 99, № 6, 1954.

Букия С. Г. — О возрасте гранитоидного массива горы Каменистая (Абхазия). Докл. АН СССР, 100, № 4, 1955.

Булейшвили Д. А. — Оценка перспектив нефтеносности третичных отложений восточной Грузии. Геол. нефти, № 10, 1957.

Буньков М. С. — Новые данные о строении северного склона Сунженского хребта. Новости нефт. техники. Нефтепром. дело, № 4, 1954.

Буньков М. С. — Новые данные по тектонике центрального Предкавказья. Новости нефт. техники. Геология, № 3, 1956.

Буртман Е. С. — Стратиграфия и фауна моллюсков верхнеэоценовых отложений (ледского яруса) Ахалцихского района ГрузССР. Изд. ВСЕГЕИ, Ленинград, 1954.

Бурцева Т. И. — Минералогические коррелятивы к разрезам олигоценовых и миоценовых отложений южной Карталинии (Грузинской ССР). Тр. Ин-та нефти АН СССР, т. V, 1955.

Бурчак-Абрамович Н. И. — Новый представитель ископаемых быков *Taurina* в гиппарионовой фауне Мараги. Докл. АН СССР, 70, № 5, стр. 875—878, 1950.

Бурчак-Абрамович Н. И. — Ископаемые страусы Кавказа и юга Украины. Тр. Естеств.-истор. музея АН АзССР, вып. VII, 1953.

Бурчак-Абрамович Н. И. — Эльдарская рекогносцировочная палеонтологическая экспедиция. Тр. Естеств.-истор. музея АН АзССР, № 8, 1954.

Бурчак-Абрамович Н. И. — Ископаемый гусь в гиппарионовой фауне Удабно (Грузинская ССР). Докл. АН АзССР, т. XIII, № 6, 1957.

Бурштар М. С. — Новые данные о строении фундамента восточного Предкавказья и смежных районов. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXXII, вып. 3, 1957.

Бухникашвили А. В. — Сессия, посвященная вопросам геофизики и геофизическим методам разведки. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 4, 1954.

Бюс Е. И. — Сейсмические условия Закавказья. Части I и II. Изд. АН ГрузССР, 1949—1952.

Бюс Е. И. — Сейсмические условия Закавказья. Часть III. К вопросу о ходе сейсмической активности в Закавказье. Изд. АН ГрузССР, 1955.

Бюс Е. И. — О сейсмичности Закавказья. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1956.

Бюс Е. И., Рубинштейн М. М. — Новые данные о Табацкурском землетрясении 7—8 мая 1940 г. Сообщ. АН ГрузССР, т. XIV, № 2, 1953.

Бюс Е. И., Рубинштейн М. М. — О характере сейсмической активности южного склона Большого Кавказа. Сообщ. АН ГрузССР, т. XVII, № 9, 1956.

Ван-Цзу-бан. — Некоторые особенности формирования Кафанского медорудного месторождения. Автореф. дисс. канд. геол.-минералог. наук. Моск. ин-т цветн. мет. и золота. Москва, 1957.

Ванюшин С. С. — Геологические условия формирования штокверков в Кафанском рудном поле. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, т. X, № 4, 1957.

Ванюшин С. С., Лейе Ю. А., Малхасян Э. Г. — Кафанское медное месторождение (геол. строение и перспективы). Изд. Кавказск. научно-техн. об-ва цветн. металлургии. Ереван, 1957.

Ванюшин С. С., Малхасян Э. Г. — О возрасте субвулканических и гипабиссальных образований Кафанского рудного поля. Докл. АН Арм ССР, т. XXIII, № 3, 1956.

Варданянц Л. А. — Тектоническое строение Горной Осетии и ее отношение к центральному Кавказу. Зап. Всерос. минер. об-ва, часть 62, вып. 1, стр. 1—50, 1933.

Варданянц Л. А. — О металлогении Кавказа. Изв. АН СССР, VII серия, стр. 1145—1162, 1933.

Варданянц Л. А. — Сейсмотектоника Кавказа. Тр. Сейсмолог. ин-та АН СССР, № 64, 1935.

Варданянц Л. А. — О возрасте структуры центрального Кавказа. Сов. геология, № 8, 1940.

Варданянц Л. А. — Материалы по интрузивам Дарьяла и его окрестностей (центральный Кавказ). Зап. Всерос. минералог. об-ва, часть 69, вып. 2—3, стр. 290—295, 1940.

Варданянц Л. А. — Нижнеюрская цепь вулканов Главного Кавказа. Докл. АН СССР, 39, № 8, 1943.

Варданянц Л. А. — Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Изд. АН АрмССР. Ереван, 1948.

Варданянц Л. А. — Лакколит Токмак-кая (Северный Кавказ). Докл. АН АрмССР, т. XVIII, № 3, 1954.

Варданянц Л. А. — Тектоническая карта Кавказа (масштаб 1 : 1 000 000). Изд. ВСЕГЕИ, Ленинград, 1955.

Варданянц Л. А. — Нижнеюрский вулканизм Клухорско-Маринского района (центральный Кавказ). Материалы Всес. н.-и. геол. ин-та (ВСЕГЕИ), вып. 8, 1956.

Варенцов М. И. — Геологическое строение западной части Куринской депрессии. Изд. Инст. нефти АН СССР, Москва, 1950.

Варенцов М. И., Мордовский В. Т. — Геологическое строение северного

борта Гори-Мухранской депрессии. Изд. АН СССР, Москва, 1954.

Вартанян Г. В. — К вопросу дистанционного контроля температуры, химического режима и дебита минеральных источников. В сб.: Вопр. геол. и гидрогеол. АрмССР. Ереван, 1956.

Вартапетян Б. С. — О возрасте известняков сел. Фиолетово в АрмССР. Сб. научн. тр. Ереванск. политехн. ин-та, № 11. Геол. и горное дело. вып. 2, 1955.

Вартапетян Б. С. — Главнейшие особенности минеральных источников бассейна верхнего течения реки Агстев в Армянской ССР. Научн. тр. Ереванск. ун-та, т. 59, сер. геол. наук, вып. 3, 1957.

Вартапетян Б. С. — Новые участки кварцевых порфиров в районе Ахтальского месторождения Армянской ССР. Докл. АН АрмССР, т. XXVII, № 1, 1958.

Васильев Ю. М. — К вопросу о существовании погребенного герцинского складчатого сооружения на севере Прикаспийской впадины. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. XXXVIII. Изд. Харьковск. Гос. ун-та, 1953.

Васильев Ю. М. — Молодые тектонические движения в Северном Прикаспии. Тр. Москов. нефт. ин-та, вып. 14, 1955.

Вассоевич Н. Б. — О вероятном возрасте эоценового флиша и смежных с ним отложений северо-западной части Кавказа. Труды НГРИ, серия Б, вып. 37, Ленинград, 1932.

Вассоевич Н. Б. — Проблемы тектоники Восточной Грузии. Азнефтеиздат, Баку, 1936.

Вассоевич Н. Б. — О геотектонических комплексах Грузии. Изв. Гос. географ. об-ва, т. 69, вып. 3, стр. 345—363, 1937.

Вассоевич Н. Б., Стригалева Н. В. — О групповом составе некоторых нефтей северо-восточного Кавказа и новом типе нефти. Докл. АН СССР, 101, № 1, 1955.

Вахания Е. К. — О стратиграфическом положении тарханского горизонта в Западной Грузии. Докл. АН СССР, 106, № 4, 1956.

Вахания Е. К. — Стратиграфия и нефтеносность майкопской свиты Гурии. Новости нефт. техники. Геология, № 4, 1956.

Вахания Е. К. — О возрасте Колхидской серии. Сообщ. АН ГрузССР, 18, № 3, 1957.

Вахрушев Г. В., Рождественский А. П. — О тектонике северной части Прикаспийской депрессии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1953.

Вебер В. В. — Вопросы нефтеобразования по данным изучения современных морских осадков. Сов. геология, сб. 47, 1955.

Вебер В. В., Федынский В. В. — Гравиметрическая картина юго-восточного Кавказа в палеогеографическом отношении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1947.

Вегуни А. Т. — Об олигоцене южной Армении. Сб. науч. тр. Ереванск. политехн. ин-та, № 13, 1956.

Векилов Б. Г. — К вопросу о характере понтической фауны Восточного Азербайджана. Докл. АН АзССР, т. IX, № 1, 1953.

Векилов Б. Г. — Четвертичные отложения Прикаспийского района Азербайджана. Тр. Ин-та геол. АН АзССР, т. XVIII, 1956.

Векилова Ф. И. — О содержании фосфора в осадочном комплексе Апшеронского полуострова. Докл. АН АзССР, т. XIII, № 11, 1957.

Великовская Е. М. — К вопросу о геологическом строении Ахалкалакского нагорья. Сборник, посвящ. памяти А. Н. Мазаровича, Моск. об-ва испыт. природы. Москва, 1953.

Великовская Е. М., Леонтьев Л. Н., Милановский Е Е. — К вопросу о стратиграфии четвертичных лав Малого Кавказа. Сборник, посвящ памяти А. Н. Мазаровича, Моск. об-ва испыт. природы. Москва, 1953.

Верещагин Н. К. — История формирования фауны млекопитающих Кавказа в четвертичном периоде. Материалы ко 2-му съезду Геогр об-ва СССР. Изд. АН СССР. Москва, 1954.

Верещагин Н. К. — Плейстоценовые позвоночные из пещеры Кударо 1 в Юго-Осетии и их значение для разработки истории фауны и ландшафтов Кавказа. Докл. АН СССР, 113, № 6, 1957.

Викторов Б. Н. — Тектоника северо-восточного Предкавказья. Новости нефт. техники, № 9, 1955.

Викторова Р. Е., Ковалевский С. А. — Акчагыльская трансгрессия и левантинские слои. Уч. зап. Черновицк. ун-та, сер. геол.-геогр. наук, № 3, 1953.

Виленкин В. Л., Ковалев П. В. — «Оазис» ископаемой флоры в Трусовском ущелье. Природа, № 10, 1957.

Вистелиус А. Б. — Кирмакинская свита Восточного Азербайджана (минеральные ассоциации). Докл. АН СССР, 103, № 1, 1955.

Вистелиус А. Б., Миклухо-Маклай А. Д. — Средний отдел продуктивной толщи Апшеронского полуострова и проблема ее генезиса. Изв. АН СССР, сер геол., № 4, 1956.

Власов Д. Ф. — Стратиграфия и фации неогеновых отложений Ростовской области. Автореф. дисс. канд. геол.-минералог. наук. Ростовск. н/Д. ун-т, 1953.

Власов Д. Ф. — Фации нижнесарматских отложений Ростовской области. Уч. зап. Ростовск. н/Д ун-та, 33, вып. 6, 1955.

Влодавец В. И., Шаврова Н. Н. — Гора Кабарджин. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, № 7, 1953.

Вознесенский А. В. — О новейших данных по изменению уровня Каспийского моря. Изв. Центр. гидромет. бюро НКПС, ЦУМТ, вып. VI, 1926.

Волкова Н. С. — Неоген центрального Предкавказья (стратиграфия, литология, фауна). Матер. Всес. н.-и. геол. ин-та (ВСЕГЕИ), вып. 14, 1956.

Волкова Н. С. — К вопросу о стратиграфии и фаунистической характеристике майкопских отложений центрального Предкавказья. Материалы Всес. н.-и. геол. ин-та (ВСЕГЕИ), вып. 14, 1956.

Волобуев В. Р. — О геоморфологии Кура-Араксинской низменности. Тр. Конференции по геоморфологии Закавказья. Изд. АН АзССР, Баку, 1953.

Вопросы геологии и гидрогеологии Армянской ССР. Редакторы: Долуханова Н. И., Егоян В. Л. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1956.

Ворошилова А. Г. — Стратиграфия и фауна остракод миоценовых отложений Кобыстана. Автореф. дисс. канд. геол.-минералог. наук. Ин-т геол. АН АзССР и Азерб. н.-и. ин-т по добыче нефти. Баку, 1957

Востряков А. В. — О северной границе распространения морских апшеронских отложений. Докл. АН СССР, 103, № 6, 1955.

Временная стратиграфическая схема четвертичных отложений Северного Прикаспия. В сб.: Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая тектоника Прикаспийской низменности, Изд. АН СССР, 1953

Вялов О. С. — О сопоставлении палеогена Средней Азии, Кавказа и Крыма. Докл. АН СССР, 110, № 1, 1956.

Гавашели А. В. — Новые данные о дифференциальных колебательных движениях дна олигоценового моря Чиатурско-Сачхерского бассейна. Сообщ. АН ГрузССР, т. XVI, № 6, 1955.

Габашвили Е. Г. — Миоценовые антилопы, хранящиеся в фондах Гос. музея Грузии. Вестн. Гос. музея Грузии, 17, 1956.

Габриелян А. А. — Третичные отложения Котайкского района АрмССР (Стратиграфический очерк). Изд. АН АрмССР, Ереван, 1947.

Габриелян А. А. — О стратиграфическом положении и возрасте долеритовых базальтов Прнереванского района. Докл. АН АрмССР, т. IX, № 1, 1948.

Габриелян А. А. — Схема деления палеогена Армении. Докл. АН СССР, 105, № 4, 1955.

Габриелян А. А. — О геотектоническом районировании Армении. В сб.: Вопр. геол. и гидрогеол. АрмССР. Ереван, 1956.

Габриелян А. А., Асатрян А. А. — О возрасте вулканогенной толщи горы Далндаг (АзССР). Докл. АН АрмССР, т. VII, № 2, 1947.

Габриелян А. А., Исаханян Д. П., Адамян А. И., Бальян С. П. — К стратиграфии верхнетретичных вулканогенных толщ Карабахского нагорья. Научн. тр. Ереванск. ун-та, т. 52, сер. геол. наук, вып. 2, 1955.

Габриелян Г. К. — Опыт исследования денудационных процессов в северо-западной Армении. Тр. Конференции по геоморфологии Закавказья. Изд. АН АзССР, Баку, 1953.

Габриелян Г. К. — О древнем оледенении Армении. Природа, № 9, 1955

Габуния К. Е., Гамкрелидзе П. Д. — Геология южной части Борчалинского района Грузии. Тр. геол. ин-та, АН ГрузССР, сер. геол., I (VI) 1942.

Габуния Л. К. — О представителях семейства *Indricotheriidae* из олигоценовых отложений Грузии. Докл. АН СССР, т. 81, № 6, 1951.

Габуния Л. К. — Об остатках халикотерия из третичных отложений Гру-

зии. Сообщ. АН ГрузССР, т. XII, № 5, 1951.
Габуния Л. К. — К изучению моллюсков средне-плиоценовых отложений западной Грузии. Тр. Сектора палеобиол. АН ГрузССР, 1, 1953.
Габуния Л. К. — Об остатках нового представителя *Bovinae* из верхнемиоценовых отложений Восточной Грузии. Сообщ. АН Груз ССР, т. XVI, № 6, 1955.
Габуния Л. К. — О своеобразном представителе *Indricotheriidae* из олигоцена Грузии. Докл. АН АрмССР, т, XXI, № 4, 1955.
Габуния Л. К. — Об остатках нового вида *Dicrocerus* из меотических отложений Восточной Грузии. Докл. АН СССР, 100, № 2, 1955.
Габуния Л. К. — О находке остатков *Hipparion* в кисатибских диатомитах. Докл. АН СССР, 102, № 5, 1955.
Габуния Л. К. — Новый представитель *Suidae* из среднего миоцена Беломечетской (Северный Кавказ). Докл. АН СССР, 102, № 6, 1955.
Габуния Л. К. — Следы диназавров в нижнемеловых отложениях Сатаплиа (Западной Грузии). Тр. Сектора палеобиол. АН Груз. ССР. III, 1956
Габуния Л. К. — О халикотерии из эоцена юга Грузии. Докл. АН СССР. 116, № 1, 1957.
Гаджиев Д. В. — Мелкая антилопа (*Gazella* sp.) в составе эльдарской гиппарионовой фауны. Докл. АН АзССР, т. XIII, № 11, 1957.
Гаврилов М. Д. — Основные черты новейшей тектоники и геоморфологии Аджинаура. Тр. Конференции по геоморфологии Закавказья. Изд АН АзССР, Баку, 1953.
Галин В. Л. — О тектонической связи Аджинаурской структуры и Балхас-Хунукского поднятия. Тр. Грозненск. нефт. ин-та, № 16, 1955.
Гамбарян П. П. — Геолого-петрографический очерк района средней Занги АН СССР, Труды СОПС, сер. Закавк., вып. 10, стр. 5—70, 1934.
Гамбурцев Г. А. — Глубинное сейсмическое зондирование земной коры. Труды Геофизич. ин-та АН СССР, № 25 (152), 1954.
Гамбурцев Г. А. — Состояние и перспективы работ в области прогноза землетрясений. Бюлл. Совета по сейсмол. АН СССР, № 1, 1955.
Гамкрелидзе П. Д. — Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Инст. геол. и минералогии АН ГрузССР, Монография, № 2, Тбилиси, 1949.
Гамкрелидзе П. Д. — Общие соображения о геотектоническом строении Грузии. Инст. геол. и минерал. АН ГрузССР. Сборник трудов, 1951.
Гамкрелидзе П. Д. — Геотектоническая природа Мухранско-Тирипонской долины. Тр. геол. ин-та АН ГрузССР, сер. геол., т. VII (XII), 1953.
Гамкрелидзе П. Д. — Новые данные о геологическом строении Ахалкалакского нагорья и южного склона Триалетского хребта. Тр. Груз. политехн. ин-та, № 32, 1954.
Гамкрелидзе П. Д. — Основные этапы геол. развития Аджаро-Триалетской складчатой системы. Труды Груз. политехн. ин-та, № 32, 1954.
Гасанов Г. М. — Курортные богатства Азербайджана. Азербайджанское гос. изд-во, Баку, 1952.

Гасанов Т. А. — Фауна и стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений северо-восточной части Малого Кавказа в междуречье Ахынджачая и Кюракчая. Автореф. дисс. канд. геол.-минералог. наук. Ин-т геол. АН АзССР. Баку, 1954.

Гасанов Т. А. — Стратиграфия юрских отложений северо-восточной части Малого Кавказа (Азербайджанская ССР). Тр. 4-й науч. конференции аспирантов АН АзССР, Баку, 1955.

Гасанов Т. А., Абдулкасумзаде М. Р. — История изучения стратиграфии юрских отложений северо-восточной части Малого Кавказа (Азербайджанская ССР). Изв. АН АзССР, № 6, 1954.

Гатуев С. А. — Явление захвата реки в бассейне Терека (Предкавказье) Тр. Геол. музея АН СССР, т. 5, 1929.

Гатуев С. А. — О возрасте толщи кварцевых песков Ергеней. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геологии, Москва, 1935.

Гатуев С. А. — Кубано-Азовский артезианский бассейн. Геология на фронте индустриализации, № 1—3. Ростов-на-Дону, 1936.

Гейвандова Е. Х. — К истории геологического развития Апшеронского полуострова в четвертичное время. Тр. Азерб. индустр. ин-та, 11, 1955.

Гейвандова Е. Х. — Об отложениях бакинского яруса Апшеронского полуострова. Труды Азерб. индустр. ин-та, № 15, 1956.

Гейслер А. Н. — Региональные закономерности и основные этапы образования солянокупольных структур Прикаспийской низменности. Материалы Всес. н.-и. геол. ин-та (ВСЕГЕИ), вып. 14, 1956.

Геология Азербайджана — Петрография. Изд. АН АзССР, Баку, 1952.

Геология Азербайджана — Нерудные полезные ископаемые. Изд. АН АзССР, Баку, 1957.

Геология и полезные ископаемые срединной части Северного Кавказа. Изд. АН СССР, Москва, 1956.

Геология СССР — том X, Закавказье. Часть I. Геологическое описание. Редактор В. П. Ренгартен. Госгеолиздат, Ленинград, 1941.

Геология СССР — том IX, Северный Кавказ. Часть I. Геологическое описание. Редактор В. П. Ренгартен. Госгеолиздат, Ленинград, 1947.

Герасимов А. П. — Следы третичной вулканической деятельности близ Грозного. Изв. Геол. ком., т. 39, № 3—6, 1924.

Герасимов А. П. — К вопросу о возрасте древнейших свит на Северном Кавказе. Изв. Геол. ком., т. 48, № 7, стр. 1—7, 1929.

Герасимов А. П. — Древние интрузии Северного Кавказа и их металлогения. Пробл. Сов. геол., т. VII, № 7, стр. 506—518, 1937.

Герасимов А. П. — Геологическое строение Минераловодского района. Кристаллические породы северных лакколитов Пятигорья. Тр. ЦНИГРИ, вып. 93, Госгеолиздат, 1937.

Герасимов А. П. — Обзор геологического строения северного склона Главного Кавказского хребта в бассейнах рек Малки и Кумы. Труды ЦНИГРИ, вып. 123. Госгеолиздат, 1940.

Глазунова А. Е. — Новая подзона в альбских отложениях Дагестана. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та (ВСЕГЕИ). Сборник статей — Палеонтология и стратиграфия. Госгеолиздат, 1953.

Гмид Л. П. — К петрографии глинисто-карбонатных пород чокрака и карагана Грозненско-Дагестанской области. Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-та (ВНИГРИ), вып. 95, 1956.

Гниловский В. Г. — Результаты геоморфологических наблюдений в верхней части долины р. Егорлыка и в котловине Сенгилеевского озера. Сб. трудов Ставроп. гос. пед. ин-та, вып. 2, 1948.

Гниловский В. Г. — Особенности геоморфологии западной части Ставропольской возвышенности. Тр. Конференции по геоморфологии Закавказья. Изд. АН АзССР, Баку, 1953.

Гниловский В. Г. — К вопросу о формировании речной сети равнинного Предкавказья. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, 68, 1956.

Голиков В. А. — Геологическое строение Ставропольского газоносного района. Геол. нефти, № 1, 1958.

Голубятников В. Д. — Морские и речные террасы Дагестана. Труды Советской секции Международн. Ассоц. по изуч. четвертич. периода INQUA, вып. III, 1937.

Голубятников В. Д. — Третичные отложения Дагестана. Труды по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Изд. Сев.-Кавк. геол. управления, вып. 2, стр. 37—74, 1938.

Голубятников В. Д. — О возрасте древних эрозионных поверхностей в области третичных отложений северо-восточного Кавказа. Материалы Всес. н.-и. геол. ин-та (ВСЕГЕИ), общая серия, вып. 8, 1948.

Голубятников В. Д. — О тектонике центрального Предкавказья. Материалы Всес. н.-и. геол. ин-та (ВСЕГЕИ), вып. 8, 1956.

Голынец Ф. Ф. — Геологические исследования в Калмыцко-Сальских степях. Тр. нефт. геол.-разв. ин-та, сер. Б, вып. 7, 1932.

Горбачик Т. Н. — Фораминиферы нижнемеловых отложений центрального Предкавказья и юго-западного Крыма. Автореф. дисс. канд. геол.-минералог. наук. МГУ, Москва, 1955.

Горбунова Л. И., Саидова Х. М. — Литология и микрофауна нижнемеловых отложений центрального и северного Дагестана. Докл. АН СССР, 96, № 6, 1954.

Горецкий Г. И. — О палеогеографии Приазовья и Западного Приманычья в узунларско-гирканский и буртасский века. Вопр. географии, 1953.

Горецкий Г. И. — О нижней границе четвертичного периода. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXXI, вып. 4, 1956.

Горецкий Г. И. — О возрастных соотношениях осадков узунларской и карангатской трансгрессий. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXX, вып. 2, 1956. Рецензия Г. И. Попова. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXXI, вып. 4, 1956.

Горин В. А. — Каспийская впадина и поперечные глубинные разломы юго-

восточного Кавказа. Докл. АН АзССР, т. IX, № 12, стр. 713—718. 1953.

Горин В. А. — Каспийская тектоническая впадина. Тр. Ин-та геологии АН АзССР, т. XV, 1954.

Горин В. А. — О послойном перераспределении материала в продуктивной толще. Докл. АН АзССР, т. X, № 2, 1954.

Горин В. А. — О некоторых региональных закономерностях складкообразования Апшеронской области юго-восточного Кавказа. Докл. АН АзССР, т. XI, № 8, 1955.

Горин В. А. — Новые данные о проявлении грязевого вулканизма на юго-восточном Кавказе. Докл. АН АзССР, т. XI, № 10, 1955.

Горин В. А. — О механизме формирования брахиантиклинальных складок Апшероно-Кобыстанской области. Уч. зап. Азерб. ун-та, № 7, 1955.

Горин В. А. — Перспективы нефтегазоносности третичных отложений Южно-Каспийской впадины. Геол. нефти, № 12, 1957.

Горин В. А., Тамразян Г. П. — О генезисе диапировых структур юго-восточного Кавказа. Докл. АН АзССР, т. X, № 8, 1954.

Горшков Г. П. — Землетрясения с геофизической точки зрения. Землеведение, № 1, 1950.

Гофман Е. А. — Фораминиферы юрских отложений Дагестана и их стратиграфическое значение. Автореф. дисс. канд. геол.-минералог. наук. МГУ, Москва, 1953.

Гофштейн И. Д. — К вопросу о каледонском обрамлении Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, стр. 64—68, 1957.

Гоцадзе О. Д. — О динамической характеристике очагов кавказских землетрясений. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 3, 1957.

Грачев Р. И. — Палеогеография Прикаспийской впадины в нижне- и среднеюрское время. В сб.: Геол. и геохимия, 1(7). Гостоптехиздат, 1957.

Грачев Р. И., Донскова Г. Е., Рыгина П. Т. — Новые данные о стратиграфии и распространении отложений келловея и оксфорда на территории Прикаспийской впадины. Докл. АН СССР, 113, № 2, 1957.

Григорян Г. О. — К вопросу о генезисе «лабрадоровых андезитов» Дарагеза (Армения). Научн. тр. Ереванск. ун-та, т. 59, сер. геол. наук, вып. 3, 1957.

Григорьянц Б. В. — Палеоген-миоценовый структурный план Апшеронской области. Докл. АН АзССР, т. XI, № 10, 1955.

Григорьянц Б. В. — Тектонические соотношения складчатых зон Большого Кавказа и Апшеронской области. Автореф. дисс. канд. геол.-минералог. наук. Ин-т геол. АН АзССР, Баку, 1955.

Григорьянц Б. В., Хаин В. Е. — О механизме перестройки плана складчатости. Геол. нефти, № 10, 1957.

Гришина И. В. — Основные результаты обработки материалов бурения Георгиевской опорной скважины. Тр. Всес. н.-н. ин-та природн. газов, вып. 4(12), 1958.

Грищенко М. Н., Коптев А. И. — О послехвалынских террасах нижней Волги. Тр. Воронежск. ун-та, т. XXXIX, 1955.

Громов В. И. — Некоторые итоги полевых исследований в 1935 г. в районах Сухуми, Пятигорья и Ростова. Тр. Сов. секции МАИЧПЕ, вып. II, 1936.

Громов В. И. — Главнейшие итоги изучения в СССР четвертичного периода за 25 лет. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1913.

Громов В. И. — Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 64, сер. геол., № 17, 1948.

Громов В. И. — Совещание по стратиграфии четвертичных отложений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1954.

Гроссгейм В. А. — О смещении главного водораздела Большого Кавказа. Изв. Всес. геогр. об-ва, 82, вып. 3, 1950.

Гроссгейм В. А. — Разрез миоцена бассейна р. Зыбза (сев.-зап. Кавказ). Докл. АН СССР, 108, № 3, 1956.

Гроссгейм В. А. — Спорово-пыльцевые комплексы баррема северо-восточного Азербайджана и их стратиграфическое значение. Тр. Азерб. н.-и. ин-та по добыче нефти, вып. 4, 1956.

Гроссгейм В. А., Гладкова А. Н. — Распределение пыльцы и спор по разрезу хадума и майкопа реки Белой. Докл. АН СССР, 92, № 6, 1953.

Гроссгейм В. А., Короткова К. Ф. — Новые данные по петрографии меловых пород Туапсинского района. Докл. АН СССР, 103, № 5, 1956.

Гроссгейм В. А., Короткова К. Ф. — Терригенно-минералогические провинции чокракского и караганского бассейнов на территории северо-западного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, стр. 69—79, 1957.

Гроссгейм В. А., Коротков С. Т. — О некоторых неверных взглядах на палеогеографию майкопа и условия формирования подземных вод центрального и северо-западного Предкавказья. Геол. нефти, № 7, 1957.

Гроссгейм В. А., Мчедлишвили П. А. — Первая находка плиоценовой флоры на Северном Кавказе. Докл. АН СССР, 116, № 5, 1957.

Грязнов Н. К. — О границах Прикаспийской впадины и взаимоотношении ее с другими тектоническими элементами Русской платформы. Тр. Всес. нефтегаз. н.-и. ин-та, вып. 9, 1956.

Грушевой В. Г. — Аллавердское медное месторождение в Закавказье (его породы, руды и генезис). Тр. Главн. геол.-разв. упр., вып. 1, стр. 1—115, 1930.

Грушевой В. Г. — Металлогения Закавказья. Пробл. Сов. геол., № 10, 1945.

Губкин И. М. — Тектоника юго-восточной части Кавказа в связи с нефтеносностью этой области. Изд. ОНТИ, 1934.

Гурьева З. И., Шарков В. В., Шульц С. С. — Опыт геологического картирования мелководных участков морского дна с использованием аэрофотоснимков. Сов. геология, сб. 42, 1955.

Дадашев Ф. Г. — К вопросу о тектонике Бакинского архипелага. Тр. Азерб. индустр. ин-та, № 18, 1957.

Даидбекова Э. А. — Литофациальные особенности майкопских отложений Кировабадского района. Труды Азерб. н.-и. ин-та по добыче нефти, вып. 4, 1956.

Девдариани Г. — Эпейрогенические движения и их значение в образовании рельефа Западно-Грузинской депрессии. Тр. Кутаисск. Гос. пед. ин-та, 1955.

Девдариани Г. — К вопросу о четвертичной истории речной сети Колхидской низины. Сообщ. АН ГрузССР, т. XVI, № 4, 1955.

Демехин А. П. — Арзни. Гидрогеологический очерк. Труды Арм. геол. упр., вып. I, Ереван, 1940.

Демехин А. П. — Джермук. Гидрогеологический очерк. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1947.

Демехин А. П. — Минеральные воды ущелья р. Блдан (Дилижан, Армения). В сб.. Вопр. геол. и гидрогеол. АрмССР, Ереван, 1956.

Демин А. М. — Геологические соотношения интрузивных пород бассейна р. Хазнидон (Северный Кавказ). Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1957.

Дергунов И. Д. — О необычной термической аномалии на побережье Черного моря. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 10, 1956.

Джавахишвили А. Н. — Геоморфологические районы ГрузССР. Изд. АН СССР, 1947.

Джавахишвили Ш. И. — О генезисе микропегматитов в гранитоидах Локского массива. Сообщ. АН ГрузССР, т. XV, № 3, 1954.

Джанелидзе А. И. — Проблема Грузинской глыбы. Сообщ. АН ГрузССР, т. II, № 1—2, 1942.

Джанелидзе А. И. — О складчатости Притбилисской части Гаре-Кахетии. Сообщ. АН ГрузССР, т. XI, № 9, 1950.

Джанелидзе А. И. — К вопросу о геологическом строении Кахетинского хребта и Алазанской долины. Сообщ. АН ГрузССР, т. XI, № 8, 1950.

Джанелидзе А. И. — Теория орогенетических фаз сегодня. Труды Тбил. гос. ун-та, 46, 1952.

Джанелидзе А. И. — Территория Грузии в системе альпийского орогена. Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР, сер. геол., т. VI (XII), 1953.

Джанелидзе А. И. — К вопросу о тектоническом расчленении территории Грузии. Вопросы петрографии и минералогии, ч. 1. Изд. АН СССР, 1953.

Джанелидзе А. И. — Генезис впадины Кумиси (ГрузССР). Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР, сер. геол., т. IX (XIV), 1955.

Джанелидзе А., Схиртладзе Н., Рубинштейн М. — Конгломераты запутанного напластования среднего эоцена окрестностей Тбилиси. Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР, сер. геол., т. IX (XIV), 1955.

Джанелидзе О. И. — О фораминиферах нижнего миоцена Грузии. Докл. АН СССР, 95, № 5, 1954.

Джанелидзе О. И. — Фораминиферы нижнего миоцена Абхазии. Тр. Сектора палеобиол. АН ГрузССР, III, 1956.

Джафаров Х. Д. — Интерпретация материалов электрической разведки, проведенной в 1951—54 гг. в Прикаспийском районе Азербайджанской ССР. Тр. Азерб. индустр. ин-та, № 16, 1957.

Дзвелая М. Ф. — Новые данные о сакараульском горизонте в Абхазии. Докл. АН СССР, 91, № 4, 1953.

Дзвелая М. Ф. — О среднем олигоцене Гурии. Докл. АН СССР, 106, № 2, 1956.

Дзвелая М. Ф. — О карангатских слоях приморской полосы Колхидской низменности. Докл. АН СССР, 106, № 3, 1956.

Дзвелая М. Ф., Маглаперидзе К. С. — Новые данные о гурийских слоях западной Грузии. Докл. АН СССР, 56, № 1, 1954.

Дзоценидзе Г. С. — Первая нефелиновая порода в Грузии. Докл. АН СССР, 58, № 5, стр. 871—874, 1947.

Дзоценидзе Г. С. — Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Инст. геол. и минерал. АН ГрузССР, Монографии, № 1, 1948.

Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И., Чечелашвили И. Д. — Аутигенные минералы в угленосных отложениях Окрибы (Западная Грузия). Вопр. минералогии осадоч. образований, кн. 3—4. Изд. Львовск. ун-та, Львов, 1956.

Долуханова Н. И. — Гидрогеология средней части Памбакского хребта и Анкаванские (Мнсхано-Мармарикские) минеральные воды. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1956.

Долуханова Н. И. — К вопросу о возможности использования химического состава подземных вод при геологическом картировании. В сб.: Вопр. геол. и гидрогеол. АрмССР, Ереван, 1956.

Доскач А. Г. — К вопросу о факторах образования рельефа Прикаспийской низменности. Тр. Комис. по изуч. четвертичн. периода. АН СССР, № 13, 1957.

Дробышев Д. В. — Верхний мел и карбонатные отложения палеогена на Северном Кавказе. Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-та (ВНИГРИ), вып. 42, 1951.

Друщиц В. В. — Нижнемеловые аммониты Крыма и Северного Кавказа (литоцератиды, тетрагонитиды и фоллоцератиды). Изд. МГУ, Москва, 1956.

Дубильер А. С. — Гидрогеологические условия северо- западного Прикаспия. Изд. АН СССР, 1954.

Дубинский А. Я. — Об альб-сеноманских континентальных отложениях и коре древнего выветривания восточной части Большого Донбасса и прилегающих с юга территорий. Докл. АН СССР, 81, № 3, стр. 445—448, 1951.

Дубинский А. Я. — Геотермический режим Предкавказья и соседних районов восточного Донбасса. Сов. геология, сб. 46, 1955.

Дудкин А. С. — Отчет о работах на Хумаринском каменноугольном ме-

сторождении (Красногорский участок). Геол. на фронте индустр., №№ 7—9, 1940.

Думитрашко Н. В. — Вопросы четвертичной геологии и геоморфологии Северного Кавказа. Пробл. физ. геогр., т. IV, 1937.

Думитрашко Н. В. — Проблема происхождения и возраста поверхностей выравнивания. Тр. Конференции по геоморфологии Закавказья. Изд. АН АзССР, Баку, 1953.

Думитрашко Н. В. — Опыт геоморфологического картирования Кавказа и Закавказья. Тр. Конференции по геоморфологии Закавказья. Изд. АН АзССР, Баку, 1953.

Думитрашко Н. В. — О генезисе поверхностей выравнивания. Вопр. географии, № 36, 1954.

Думитрашко Н. В. — Новейшая тектоника Азербайджанской части Большого Кавказа. Тр. Совещания по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР. Изд. АН АзССР, Баку, 1956.

Думитрашко Н. В., Каманин Л. Г. — Междуречье Калауса и Кумы. Гос. гидролог. ин-т., исследов. подземных вод СССР, вып. 3, 1932.

Евсеев С. В. — Редукция силы тяжести в горных районах. Труды ЦНИИГАКиК, вып. 51, 1948.

Егоян В. Л. — Некоторые новые данные о стратиграфии и структуре меловых отложений Ераносской антиклинали (Приереванский район АрмССР). Изв. АН АрмССР, сер. физ.-матем., ест. и техн. наук, т. V, № I, стр. 25—38, 1952.

Егоян В. Л. — Верхнемеловые отложения юго-западной части АрмССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1955.

Егоян В. Л. — Глубинные разломы на территории Армении и сопредельных стран и геотектоническая зональность альпийского этапа их развития. В сб.: Вопр. геол. и гидрогеол. АрмССР, Ереван, 1956.

Егоян В. Л. — Коньячные отложения юго-западной Армении и смежных районов Нахичеванской АССР. Изв. АН АрмССР, сер. физ.-матем., естеств. и техн. наук, т. IX, № 6, 1956.

Егоян В. Л. — О двух верхнеаптских аммонитах из окрестностей сел. Верхний Агдан (Армянская ССР). Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр., т. X, № 3, 1957.

Егоян В. Л., Ханн В. Е. — Роль и место ультраосновных интрузий в развитии земной коры. Докл. АН СССР, 91, № 4, 1953.

Еловников С. И. — Геологическое строение Затеречной равнины в свете перспектив ее нефтегазоносности. В сб.: Юная научн. техн., 1955 (Науч. студ. об-во Моск. нефт. ин-та), Гостоптехиздат, Ленинград, 1956.

Еремеев В. П. — Туфы Нальчикского района. Уч. зап. Кабардинского научно-исслед. ин-та, т. III, Нальчик, 1948.

Еременко Е. А. — К вопросу о тектоническом строении Южной впадины Каспийского моря. Тр. Акад. нефт. промышл., вып. 3, 1956.

Ересько С. И. — Исследование ошибок определения положения очагов

крымских землетрясений. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 36 (163), 1956.

Ермолаева Е. И. — Образование аутигенных минералов в песчаных и алевролитовых отложениях миоцена и олигоцена Грузии. В сб.: Материалы по геол. и нефтеносности Грузни. Изд. АН СССР, Москва, 1956.

Ершова Г. И. — К петрографо-минералогической характеристике песчано-глинистых нижнемеловых отложений Дагестана. Материалы Всес. н.-н. геол. ин-та (ВСЕГЕИ), вып. 14, 1956.

Ефремов Г. М. — К изучению серпентинитового пояса Северного Кавказа. Изв. АН СССР, геол. серия, № 1, 1938.

Ефремов Г. М. — Два типа гранитоидов Главного хребта Кавказа и особенности их металлогении. Сов. геология, № 2, стр. 27—37, 1941.

Жабрев И. П. — Перспективы нефтегазоносностн восточной части Азовского моря. Геол. нефти, № 10, 1957.

Жабрева П. С., Исмаилова Р. С., Покидин А. К. — Расчленение разреза продуктивной толщи юго-восточного Кобыстана по данным комплексного исследования глин. Тр. Азерб. н.-и. ин-та по добыче нефти, вып. 4, 1956.

Живаго Н. В. — Стратиграфия среднеюрских отложений Дагестана. Автореф. дисс. канд. геол.-минералог. наук. Всес. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-т (ВНИГРИ), Москва, 1956.

Живаго Н. В., Безносов Н. В. — Материалы к геол. строению центральной части «Сланцевого Дагестана». Тр. Всес. н.-и. ин-та природн. газов, вып. 4(12), 1958.

Жижченко Б. П. — Среднемиоценовые отложения Северного Кавказа. Геология СССР, т. IX (Северный Кавказ), стр. 229—287. Госгеолиздат, 1947.

Жижченко Б. П. — К вопросу о границе между третичными и четвертичными отложениями в Эвксинско-Каспийской области. Бюлл. Комис. по изуч. четвертнч. периода, № 15, 1950.

Жуков М. М. — Стратиграфия четвертичных отложений Ергеней. Тр. Всес. нн-та минер сырья (ВИМС), вып. 84, 1935.

Жуков М. М. — Геоморфология района проектирования Терско-Манычского канала. Тр. Моск. геол.-развед. ин-та (МГРИ), т. 1, 1936.

Журавлев В. С. — Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы. Автореф. дисс. канд. геол.-минералог. наук. Геол. ин-т АН СССР, Москва, 1958.

Заварицкий А.Н . — Некоторые черты новейшего вулканизма Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1945.

Заварицкий А. Н. — О четвертичных вулканических туфах Армении. Докл. АН СССР, 53, № 8, 1946.

Заварицкий А. Н. — О некоторых данных вулканологии в связи с изучением четвертичных туфов и туфолав Армении. Изв. АН АрмССР, естественные науки, № 10, 1946.

Заварицкий А. Н. — Игнимбриты Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1947.

Заварицкий А. Н. — По поводу замечаний П. И. Лебедева о природе туфолав Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1948.

Заварицкий А. Н. — Вулкан Голгат и его продукты. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, № 7, 1953.

Замаренов А. К. — Основные черты тектоники юго-восточной окраины Прикаспийской впадины. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. XLV, 1955.

Заридзе Г. М. — Закономерности развития вулканизма в Грузии и связанные с ним рудопроявления. Гостехиздат «Техника да Шрома», Тбилиси, 1947.

Заридзе Г. М. — Состояние и задачи петрографии магматических пород Грузии. Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР, сер. геол., т. VII (XII), 1953.

Заридзе Г. М. — Интрузивы Большого Кавказа и их металлоносность. Тр. Груз. политехи. ин-та, № 32, 1954.

Заридзе Г. М. — О происхождении Кавказских гранитоидов и их рудоносности. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Изд. АН СССР, 1955.

Заридзе Г. М., Милановский Е. Е. — О строении вулканических толщ Верхне-Чегемского нагорья и их взаимоотношениях с «гранитами Главного хребта» (центральный Кавказ). Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, стр. 102—106, 1957.

Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. — О возрастных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Дзирульского массива. Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР, сер. мин. и петр., т. III, 1953.

Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. — Некоторые вопросы магматизма Кавказа. Тр. Груз. политехн. ин-та, № 32, 1954.

Захарова Л. В. — Стратиграфия верхнемеловых отложений северной зоны Малого Кавказа по фауне фораминифер. Автореф. днсс. канд. геол.-минералог. наук. Лаборатория геол. угля АН СССР, Ленинград. 1952.

Захарова Л. В. — Стратиграфия верхнемеловых отложений Грозненской области, Северной Осетии и Кабарды. Тр. Геол. музея АН СССР. вып. I, 1957.

Зенкович В. П. — О строении берегов юго-восточного Каспия. Тр. Океанографич. ком-та АН СССР, 2, 1957.

Зитта Ф. О. — Перспективы использования артезианских вод в Ногайской степи. Гидротехника и мелиорация, № 12, 1954.

Зограбян Л. Н. — «Дурные земли» предгорий Среднеараксинской депрессии. Тр. Конференции по геоморфологии Закавказья. Изд. АН АзССР, Баку, 1953.

Зубенко Ф. С. — Применение аэросъемки для изучения процесса формирования рельефа морского дна. Сборник статей лаборатории аэрометодов (1953). Изд. АН СССР, Москва — Ленинград, 1954.

Зубенко Ф. С., Гурьев З. И., Кошечкин Е. И. — Извержение подводного грязевого вулкана Бузовнинская сопка. Тр. Лабор. аэрометодов АН СССР, т. IV, 1955.

Иваницкий Т. В. — О некоторых случаях метаморфизма полиметаллических руд Грузии. Зап. Всес. минералог. об-ва, ч. 84, вып. 4, 1955.

Иванова З. А. — Об источнике дистена в чокракско-караганских отложениях северо-восточного Кавказа. Докл. АН СССР, 98, № 2, 1954.

Иванова Н. К. — Материалы к стратиграфии травертинов г. Машук в окрестностях Пятигорска. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXI (5), 1946.

Иванчук П. П. — Опыт геологического картирования зоны Нарат-Тюбинской моноклинали Северного Дагестана с использованием аэрофотоматериалов и данных геофизических исследований. Новости нефт. техн. Геология, № 3, 1956.

Иванчук П. П. — Геологические предпосылки нефтеносности мезозойских отложений Северного Дагестана. Разведка и охрана недр, № 3, 1957.

Ильин С. И. — Новые данные о плиоцене Гурии. Изв. Главн. геол.-разв. упр., т. 49, № 4, 1930.

Иоселиани М. С. — Геологическая интерпретация геофизических данных по Внутренне-Карталинской равнине. Труды Ин-та геофизики АН ГрузССР, т. XV, 1956.

Исаакян С. А. — Новые данные по стратиграфии верхнетретичных образований западного Даралагеза (Армянская ССР). Докл. АН АрмССР, т. XXII, № 2, 1956.

Исаханян Д. П. — О возрасте горисской толщи Западно-Карабахского вулканического нагорья. Научн. тр. Ереванск. ун-та, т. 52, сер. геол. наук, вып. 2, 1955.

Исламов К. Ш. — Землетрясение 10 июля 1954 г. в Шемахинском районе АзССР. Тр. Ин-та физ. и матем. АН АзССР, № 8, 1956.

Исмаилов Н. А. — Тектоника полосы развития меловых отложений междуречья рр. Пирсагат и Чикильчай (юго-восточный Кавказ) в свете новейших исследований. Изв. АН АзССР, № 1, 1957.

Израелян А. Д. — Исследование миоцен-олигоценовых отложений Азербайджана методами спектрального анализа. Тр. Азерб. н.-и. ин-та по добыче нефти, вып. 4, 1956.

Исрафилов Г. Ю. — О режиме грунтовых вод Кура-Араксинской низменности. Уч. зап. Азерб. ун-та, № 1, 1956.

Кавеев Т. С. — К вопросу о происхождении лёссов на междуречье Дон-Маныч и Ергенях. Докл. АН СССР, 95, № 2, 1954.

Каденский А. А. — Магматическая геология Передового хребта северо-западного Кавказа. АН СССР, Геологический музей им. А. П. Карпинского, 1956. Рецензии: Г. Д. Афанасьев — Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1957; Н. Д. Соболев — Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1957.

Казаков М. П. — Основные черты тектоники Прикаспийской впадины. Сов геология, сб. 61, 1957.

Казаков М. П. — О применении структурнофациального анализа в соляно-купольной области Прикаспийской впадины. Тр. Моск. нефт. ин-та, вып. 19, 1957.

Казакова Н. М. — Опыт составления геоморфолого-тектонических карт (На примере района долины р. Вохчи). Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 62. Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР, 1954.

Калинин Н. А. — К тектонике юго-востока Русской платформы. Нефт. х-во, № 10, 1954.

Калугин П. И. — О диагональных разрывах Центрального Копет-дага. Тр. Туркм. геол. упр., т. 1, стр. 7—15, 1945.

Канканян П. Х. — К вопросу об образовании столбчатой отдельности и поперечных трещин в макарашенских туфах (Армения). Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, т. X, № 5—6, 1957.

Каптаренко О. К., Антонова З. А., Голубнича Л. М., Калугина О. М. — Попытка сопоставления юрских отложений УССР и Северного Кавказа по фауне фораминифер. Геол. журн., т. XVII, вып. 3, Киев, 1957.

Карапетян Н. К. — Годограф сейсмических волн Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1956.

Карпинский А. П. — Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России. Изв. АН, № 1, 1894.

Карцев А. А. — Палеогеохимическое исследование майкопских отложений Грузии. Тр. Моск. нефт. ин-та, вып. 13, 1953.

Карцев А. А., Гришин Ф. А. — Некоторые новые данные по гидрогеологии майкопских отложений Кубано-Черноморской области. Докл. АН СССР, 108, № 3, 1956.

Касимова Г. К., Кузнецова З. В., Михеева З. Ф. — Микрофауна юрских отложений разреза Уллучай (центральный Дагестан). Докл. АН АзССР, т. XII, № 1, 1956.

Касимова Насиба — К стратиграфии средней юры северо-восточного Азербайджана. Докл. АН АзССР, т. XI, № 1, 1955.

Касумова Г. М. — Флора олигоценовых отложений северо-восточных предгорий Малого Кавказа (Азербайджан) и ее стратиграфическое значение. Автореф. дисс. канд. геол.-минералог. наук. Ин-т геол. АН АзССР, Баку, 1955.

Касумова Г. М. — Остатки ископаемых растений в морских майкопских отложениях северо-восточных предгорий Малого Кавказа (Азербайджан) и их значение для корреляции. Докл. АН АзССР, т. XIII, № 7, 1957.

Касумова Г. М. — О находке представителя рода *Citro"h·llum Berry* в Азербайджане. Докл. АН АзССР, т. XIII, № 8, 1957.

Катченков С. М., Флегонтова Е. И. — Распределение химических элементов в осадочных породах, водах и золах нефтей Грозненско-Дагестанской области по данным спектрального анализа. Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-разв. ин-та (ВНИГРИ), вып. 95, 1956.

Кахадзе И. Р. — Грузия в юрское время. Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР, сер. геол., т. III (VIII), 1947.

Кахадзе И. Р. — Состояние и задачи стратиграфии юрских образований Грузии. Тр. Инст. геол. и мин., сер. геол., т. VII (XII), 1953.

Кахадзе И. Р. — К вопросу о границе между ааленом и байосом в долине р. Кубани. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1955.

Кахадзе И. Р., Цагарели А. Л., Нуцубидзе К. Ш., Зесашвили В. И. — Геологическое строение полосы юрских угленосных отложений Северного Кавказа между реками Малкой и Большим Зеленчуком. Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, вып, 6, 1956.

Качарава И. В. — Палеоген окрестностей Тбилиси. Изд. АН ГрузССР, 1936

Качарава И. В. — Рачиско-Лечхумский бассейн и смежные районы в палеогеновое время. Тр. Ин-та геол. и мин. АН ГрузССР, т. II (VII), 1944.

Качарава М. В., Качарава И. В. — О горизонте *Variamussium Fallax Korobk.* (зона *Bolivina*) Грузии. Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 1, 1954.

Качарава М. М., Попхадзе М. В. — О возрасте флишевых отложений сел Гумбати. Сообщ. АН ГрузССР, т. XVI, № 2, 1955.

Кашкай, Мир-Али — Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Изд. АН АзССР, Баку, 1947.

Кашкай М. А. — Минеральные источники Азербайджана. Изд. АН АзССР, Баку, 1952.

Кашкай М. А — Миннералого-петрографическая характеристика колчеданов, вмещающих их вторичных кварцитов и покровных пород района с. Тоганалы (Малый Кавказ). Тр. Ин-та геол. АН АзССР, т. XVII, 1956.

Кашкай М. А. — О генетической связи месторождений колчеданных и некоторых медных и полиметаллических руд с кислыми магмами. Сов. геология, сб. 50, 1956.

Кашкай М. А., Мамедова А. И. — О контакт-метасоматических изменениях в ореоле Далидагской интрузии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1954.

Кашкай М. А., Мамедов А. И. — Перлиты и обсидианы Азербайджана. Докл. АН АзССР, т. XII, № 6, 1956.

Кашкай М. А., Хаин В. Е., Шихалибейли Э. Ш. — К стратиграфии палеогена верховьев рр. Акяра и Тертер и смежной части бассейна озера Севан. Докл. АН АзССР, т. VI, № 3, 1950.

Кашкай М. А., Хаин В. Е., Шихалибейли Э. Ш. — К вопросу о возрасте Кельбаджарской вулканогенной толщи. Докл. АН АзССР, т. VIII, № 6, 1952.

Кашкай М. А., Халилова Т. А. — К вопросу о генезисе марганцевых оруденений в Ханларском районе (АзССР). Изв. АН АзССР, № 8—9, 1957.

Квалиашвили Г. А. — О присутствии представителей фауны куяльницкого

горизонта в гурийских слоях Гурии. Докл. АН СССР, 96, № 1, 1954.
Квалиашвили Г. А. — К вопросу о верхней границе коцахурского горизонта. Тр. сектора палеобиол. АН ГрузССР, III, 1956.
Кваша Л. Г. — О строении вулканического центра Араилер (Армения). Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, № 7, 1953.
Кебуладзе В. В. — О методике и некоторых результатах стационарных наблюдений над земными электрическими токами в Душети и Цихисджвари (Грузинская ССР). Тр. Ин-та геофиз. АН ГрузССР, т. XIV, 1955.
Кедрова В. Т. — Физико-химические исследования минеральных вод Азербайджанской ССР. Сб. тр. Азерб. н.-и. и-та курортол. и физ. методов лечения, вып. 2, 1956.
Кепуладзе И. Н. — Современное состояние гидроминеральной базы курорта Цхалтубо. Сб. трудов Цхалтубск. фил. н.-и. ин-та курортол., физиотерапии, 1—2, 1956.
Керемов Н. К. — Карстовые явления на Малом Кавказе (в пределах Азербайджана). Тр. Азерб. гос. заочн. пед. ин-та, № 1, 1957.
Керимов А. Д. — Петрохимическая характеристика Мехманинской гранитоидной интрузии. Докл. АН АзССР, т. XII, № 7, 1956.
Керимов Г. И. — Петрография Кедабекского интрузива (Породы первой фазы). Тр. Ин-та геол. АН АзССР, т. XVII, 1956.
Керимов Г. И. —К петрологии и металлогении Кедабек-Шамхор-Дашкестанской группы интрузивов Азербайджана (Малый Кавказ). Докл. АН СССР, 111, № 4, 1956.
Кизевальтер Д. С. — О явлениях альбитизации в кристаллических сланцах докембрия Северного Кавказа. Тр. Моск. геол.-развед. ин-та (МГРИ), 1956.
Кириллова И. В. Сорский А. А. — О строении доальпийского фундамента Кавказа. Труды Совещания по тектонике альпийской геосинклинальной области Юга СССР. Изд. АН АзССР, Баку, 1956.
Кириченко Н. И. — Погребенный лессовый горизонт в Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1954.
Клейн Л. Н. — Новые виды рода *Leptocythere* из апшеронских отложений юго-восточного Азербайджана (Прикуринской низменности) и их значение для стратиграфии. Тр. Азерб. н.-и. ин-та по добыче нефти, вып. 4, стр. 71—85, 1956.
Клеиова М. В. — Геологическое строение Апшеронского порога Каспийского моря. Докл. АН СССР, 91, № 2, 1954.
Кленова М. В., Белевич Е. Ф., Гершанович Д. Е., Гудков М. П., Пахомова А. С. — Тенденции изменений геологических условий дельты Волги и северной части Каспийского моря. Тр. Гос. океанографич. ин-та, № 28 (40), 1955.
Климова Л. Т. — О генезисе продуктивной толщи Прикаспийско-Кубинского района Азербайджана. Тр. Ин-та нефти АН СССР, т. VII, 1956.
Клопотовский Б. А. — Геоморфология и палеогеография центральной части

Аджаро-Триалетской горной области. Тр. Ин-та геогр. АН ГрузССР, № 6, 1955.

Кобилев А. Г. — Пермские золотоносные конгломераты Северного Кавказа (Точеновский массив). Матер. Азово-Черном. геол. управ. по геол. и полезн. ископ., сб. 3, 1938.

Ковалевский С. А. — Континентальные толщи Аджинаура (стратиграфия и генезис). Изд. Азнефтеразведка, стр. 1—180, Баку, 1935.

Ковалевский С. А. — К истории Каспийского моря (в конце голоцена). Уч. зап. Кишиневск. ун-та, 10, 1955.

Ковалевский С. А. — К вопросу о ледниковом периоде на Малом Кавказе. Уч. зап. Кишиневск. ун-та, 10, 1955.

Ковельман И. А. — Перлит и его применение в строительстве США. Бюлл. строит. техники, № 4, 1955.

Когошвили Л. В. — Верхнемеловые отложения в верховьях рек Сейдляра и Урумбосара. Изв. АН АрмССР, сер. физ.-матем., естеств. и техн. наук, т. IX, № 4, 1956.

Когошвили Л. В., Джавахишвили Ш. И. — Изверженные породы и их взаимоотношения в верховьях рек Сейдляра и Урумбосара. Изв. АН АрмССР, сер. физ.-матем., естеств. и техн. наук, т. VIII, № 5, 1955.

Козин Я. Д., Пащенко Я. Э. — К вопросу о соотношении крымских структур с кавказскими. Доповид. АН УССР, № 5, 1956.

Козленко С. П., Никонова Н. А. — Некоторые геофизические данные о глубинной тектонике в зоне северо-западного ограничения Прикаспийской впадины. Докл. АН СССР, 112, № 6, 1957.

Козлов А. Л. — Геосинклинали и нефтегазоносность краевых частей платформы. Нефт. х-во, № 3 и 4, 1955.

Козлов В.А., Колосов И. А. — Основные черты геолого-структурного районирования восточного Предкавказья. Новости нефт. техники. Геология, № 2, 1956.

Козяр Л. А. — Результаты палинологического анализа отложений майкопской серии некоторых разрезов центрального и восточного Предкавказья. Тр. Всес. нефтегаз. н.-и. ин-та, вып. 11, 1957.

Колаковский А. А. — Ископаемая дендрофлора Кавказа. Тр. Тбилисск. ботан. ин-та АН ГрузССР, 17, 1955.

Колпаков Н. П. — Петрография плиоценовых отложений некоторых разрезов Терского и Гудермесского хребтов. Тр. Грозненск. нефт. ин-та, № 16, 1955.

Комардинкина Г. Н. — Фациальные особенности и нефтегазоносность верхнеюрских отложений северо-восточного Кавказа. Разведка и охрана недр, № 12, 1957.

Конюхов И. А. — О литологических особенностях среднеюрских отложений Дагестана. Докл. АН СССР ,т. 111, № 2, 1956.

Конюхов И. А. — Литологические особенности нижнемеловых отложений Дагестана. Изв. АН АзССР, № 9, 1956.

Конюхов И. А. — История развития Дагестана в мезозойское время. Уч. зап. Моск. ун-та, вып. 176, 1956.

Конюхов И. А., Крымгольц Г. Я., Безбородов Р. С. — К стратиграфии среднеюрских отложений Дагестана. Уч. зап. Ленинградск. гос. ун-та, № 209, 1956.

Копелиович А. В. — Палеозойские отложения района Астрахани. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXIX, вып. 2. Хроника, 1954.

Копелиович А. В., Эвентов Я. С. — Пермские отложения Астрахани. Докл. АН СССР, 106, № 2, 1956.

Коптелова С. Н. — Четвертичные и плиоценовые отложения Манычского прогиба (район озера Маныч-Гудило). Автореф. дисс. канд. геол.-минералог. наук. Ростовск. н/Д ун-т, Ростов-на-Дону, 1956.

Корженевский А. А. — О «кварцево-карбонатных» породах из районов рек Б. Лабы и Джувурген (Северный Кавказ). Докл. АН СССР, 94, № 6, 1954.

Коридалин Е. А., Кузнецов В. П., Кириллов Ф. А. — Эпицентры шемахинских землетрясений. Докл. АН АзССР, т. IX, № 12, стр. 701—706, 1953.

Корнев Г. П. — Интрузивный магматизм и геотектоническое развитие восточной части Нахичеванской АССР. Автореф. дисс. канд. геол.-минералог. наук. Ин-т. геологии АН АзССР, Баку, 1955.

Коробков И. А. — Справочник и методическое руководство по третичным моллюскам. Пластинчатожаберные. Гостоптехиздат, Ленинград, 1951.

Коробков И. А. — Моллюски среднего эоцена Северного Кавказа и условия их обитания. Уч. зап. Ленинградск. Гос. ун-та, сер. геол., № 139, стр. 158—230, 1955.

Королев Д. Ф. — Некоторые особенности распределения молибдена в породах Былымского угольного месторождения (Северный Кавказ). Геохимия, № 5, 1957.

Коротков С. Т. — Соображения о расстановке опорных скважин на Северном Кавказе. Нефт. х-во, № 2, 1949.

Коротков С. Т. — Результаты и перспективы поисково-разведочных работ в Азово-Кубанском нефтегазоносном бассейне. Геол. нефти, № 11, 1957.

Корценштейн В. Н. — Новые данные по гидрогеологии палеоценовых отложений центрального Предкавказья. Докл. АН СССР, 96, № 5, 1954.

Корценштейн В. Н. — Геотермические условия Ставропольского поднятия. Докл. АН СССР, 96, № 6, 1954.

Корцейнштейн В. Н. — Некоторые вопросы формирования подземных вод майкопских горизонтов центрального и северо-западного Предкавказья. Докл. АН СССР, 111, № 6, 1956.

Корценштейн В. Н. — Новые данные по гидрогеологии донеогеновых отло-

жений центрального Предкавказья. Тр. Всес. нефтегаз. н.-и. ин-та, вып. 11, 1957.

Коссовская А. Г. — Литолого-минералогическая характеристика и условия образования глин продуктивной толщи Азербайджана. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 153, сер. геол., № 64, 1954.

Косыгин Ю. А. — Тектоника западной части Прикаспийской впадины. В сб.: Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая тектоника Прикаспийской низменности. Изд. АН СССР, Москва, 1953.

Косыгин Ю. А., Горлов С. И., Карпенко Н. М. — Тектоника западного Предкавказского краевого прогиба. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1955.

Котляр В. Н. — Памбак. Геология, интрузивы и металлогения Памбакского хребта и смежных районов Армении. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1958.

Кохановский П. П. — Новые выходы изверженных пород в бассейне р. Белой на Северном Кавказе. Уч. зап. Ростовск. н/Д. ун-та, вып. 7, 1956

Кошечкин Б. И. — Значение грязевого вулканизма в новейшем рельефообразовании Апшеронского полуострова. Вестн. Ленингр. ун-та, № 7, 1955.

Кошечкин Б. И. — Новые острова на Каспийском море. Природа, № 2, 1956.

Крестников В. Н. — Тектоническая характеристика восточной части центрального Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1947.

Крестников В. Н. — О сопоставлении сейсмичности и структуры восточной части центрального Кавказа. Докл. АН СССР, 85, № 5, стр. 1135—1138, 1952.

Крестников В. Н., Робинсон В. Н. — К вопросу о палеозое северной Кахетии. Докл. АН СССР, 105, № 5, 1955.

Криволуцкий А. Е. — Тектоническая характеристика области известнякового Дагестана. Тр. Всес. нефтегаз. н.-и. ин-та, вып. 4, 1954.

Криволуцкий А. Е., Москвин М. М. — Новые данные о миоценовых отложениях в Горном Дагестане. Докл. АН СССР, 114, № 2, 1957.

Криштофович А. Н., Принада В. Д. — О верхнетриасовой флоре Армении Тр. Всес. геол.-разв. объед., вып. 336. Ленинград, 1933.

Криштофович А. Н. — К истории растительности бассейна Северной Двины и Закавказья. Ботанич. журн., т. 24, № 5—6, Ленинград, 1939.

Кротова В. А. — Волго-Уральская нефтеносная область. Гидрогеология. Тр Всес. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-та (ВНИГРИ), вып. 94, 1956.

Крымгольц Г. Я. — Некоторые головоногие из юрских отложений Закавказья. Труды Ленингр. общ. естествоисп., т. XVIII, вып. 2, 1951.

Крымгольц Г. Я — Материалы к стратиграфии и фауне нижней и средней юры Кавказа. Уч. зап. Ленинградск. Гос. ун-та, сер. геол., № 3, 1953

Крымгольц Г. Я. — К вопросу о возрасте некоторых вулканогенных толщ Малого Кавказа. Вестн. Ленингр. ун-та, № 4, 1954.

Кудрявцев Н. А. — Геологические исследования в междуречье Алазани и

Куры. Тр. Нефт. геол.-развед. ин-та, сер. Б, вып. 32, 1932.

Кудрявцев Н. А. — Современное состояние проблемы происхождения нефти. Материалы дискуссии по проблеме происхождения и миграции нефти. Изд. АН УССР, Киев, 1955.

Кузнецов В. П. — Об одной особенности шемахинских очагов землетрясений, вызывающей несогласия в определении координат-эпицентров. Докл. АН АзССР, т. XII, № 9, 1956.

Кузнецов В. П. — Использование землетрясений из поверхностных очагов для характеристики осадочной толщи юго-восточного Кавказа. Труды Ин-та физ. и матем. АН АзССР, 8, 1956.

Кузнецов И. Г. — Об открытии в Закавказье кембрийских отложений. Изв. Всес. геол.-развед. объед., вып. 100, Ленинград, 1931.

Кузнецов И. Г. — Колебательные движения земной коры и их роль в структуре Кавказа. Пробл. сов. геол., т. III, № 7, 1933.

Кузнецов И. Г. — Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры центрального Кавказа. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 131, геол. серия, № 52. Москва, 1951.

Кузнецов С. С. — О геоморфологии гор. Уч. зап. Ленинград. Гос. пед. ин-та, т. IV, 1947.

Кузнецов С. С. — Геологическое строение срединной части Северного Кавказа в связи с некоторыми вопросами ее металлогении. СОПС, сб. Геология и полезные ископаемые срединной части Северного Кавказа, стр. 148—285. Изд. АН СССР, 1956.

Кузнецов С. С., Миклухо-Маклай А. Д. — О присутствии девона на южном склоне Главного Кавказского хребта. Докл. АН СССР, 104, № 6, 1955.

Кузнецов Ю. А. — О принципах построения геоморфологических карт горных областей. Геол. сб. Львовск. геол. об-ва при ун-те, № 2—3, Львов, 1956.

Кулакова Л. С., Рихтер В. Г. — Подводный грязевой вулкан на Каспийском море. Природа, № 2, 1955.

Куликов С. И. — Осадочные марганцевые руды среднего майкопа на Северном Кавказе. Вопр. минералогии осадоч. образований, кн. 3—4. Львовский ун-т, Львов, 1956.

Куприн П. Н. — Об «оползневой тектонике» хребта Сер-Догар в южном Дагестане. Вестн. Моск. ун-та, сер. биол., почвовед., геол., геогр., № 2, 1956.

Курбанзаде А. М. — О расчленении кирмакинской свиты продуктивной толщи по разрезу Балахано-Сабунчино-Раманинского месторождения (АзССР). Докл. АН АзССР, т. XIII, № 5, 1957.

Кутузкина Е. Ф. — Платан из сарматских отложений Северного Кавказа. Ботан. журн., т. 43, № 1, 1958.

Куцев В. П. — Некоторые вопросы тектоники Передовых хребтов в Северной Осетии. Тр. Ин-та нефти АН СССР, т. VII, 1956.

Кушев С. Л. — Геоморфология центрального Кавказа. Сборник «Геология и рудные месторождения центрального Кавказа». Москва, 1948.

Ларионов А. К. — О характере распределения карбонатов в лессовых породах. Докл. АН СССР, 102, № 4, 1955.

Ларионов А. К., Ананьев В. П. — К просадочности лёссовидных пород Северного Кавказа. Докл. АН СССР, 108, № 2, 1956.

Лебедев А. П. — Юрская вулканогенная формация центрального Кавказа. Тр. Ин-та. геол. наук АН СССР, вып. 113, петрограф. серия, № 33, 1950.

Лебедева Н. А. — Ступенчатый рельеф Северо-Западного Кавказа. Вопр. географии, № 36, 1954.

Лебедева Н. А. — Геоморфология Лабино-Зеленчукского междуречья северо-западного Кавказа. Сб. Геология и полезные ископаемые средней части Северного Кавказа, стр. 5—84. Изд. АН СССР, 1956.

Лебедева Т. М., Папалашвили В. Г. — Землетрясение 12 февраля 1953 года в Горийском районе. Тр. Ин-та геофиз. АН ГрузССР, т. XIII, 1954.

Леви В. А. — Методика сейсмических работ в галечниковых зонах Азербайджанской ССР. В сб.: Разведочная и промысловая геофизика. Гостоптехиздат, Москва, 1954.

Левинсон В. Г., Шнейдер Г. Ф. — К вопросу о возрасте и происхождении так называемой подакчагыльской толщи восточного Предкавказья. Докл. АН СССР, 100, № 1, 1955.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. — Вулканы и лавы центрального Кавказа. Изв. СПБ, политехн. ин-та, т. 20, стр. 193—288 и 491—523, 1913.

Левицкий С. И. — Хумаринское каменноугольное месторождение. Сборник «Угли местного значения». Ростовтехиздат, 1940.

Леонов Г. П., Логинова Г. А. — Основные черты геологического развития Дагестана в эпоху верхней юры и валанжина. Уч. зап. Моск. ун-та, вып. 176, 1956.

Леонтьев Л. Н. — О так называемом Главном надвиге Малого Кавказа. Докл. АН СССР, 69, № 3, 1949.

Леонтьев О. К., Федоров П. В. — К истории Каспийского моря в позднe- и послехвалынское время. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 4, 1953. Рецензия Б. Шлямина в Изв. АН СССР, сер. геогр., № 4, 1954.

Лесняк В. Ф. — Температурные условия образования одного свинцово-цинкового месторождения Кавказа. Минералогич. сб. Львовск. геол. об-ва, № 3, Львов, 1954.

Лесняк В. Ф. — О некоторых генетических особенностях гранитоидов одного из районов Северного Кавказа, установленных по включениям минералообразующей среды. Уч. зап. Львовск. ун-та, 1955.

Лилиенберг Д. А. — К морфологии грязевых вулканов юго-восточного Кавказа. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 65, 1955.

Листенгартен Р. М., Саруханова Н. А. — К вопросу характеристики битумов олигоцен-миоценовых отложений Прикаспийского района и Ко-

быстана. Труды Азерб. н-и. ин-та по добыче нефти, вып. 4, 1956.

Лозинская А. М., Цимельзон И. О., Ласкина В. В. — Опыт региональной съемки на Каспийском море с донными гравиметрами. Прикладная геофизика, вып. 14, 1956.

Ломизе Л. Н. — О распределении лёссовидных грунтов в Закавказье. Тр. Совещания по инж.-геол. свойствам горн. пород и методам их изучения. Москва, 1957.

Лотиев Б. К. — О многообразии форм проявления складчатости (На примере анализа тектоники центрального Кавказа). Тр. Грозненск. нефт. ин-та, сб. 11, 1953.

Лотиев Б. К. — Основные черты тектоники Чиркейской площади (Северный Дагестан). Тр. Грозненск. нефт. ин-та, сб. 11, 1953.

Лотиев Б. К. — Тектоника Скалистого хребта и Черногорской моноклинали Северной Осетии в связи с возможной нефтеносностью их структур. Автореф. дисс. канд. геол.-минералог. наук. МГУ. Грозненск. нефт. ин-т. Грозный, 1956.

Луга А. А. — К вопросу о геологическом строении Апшеронского порога Каспийского моря. Докл. АН СССР, 100, № 6, 1955.

Луппов Н. П. — Нижнемеловые отложения северо-западного Кавказа и их фауна. Тр. Всес. н.-и. геол.-развед. нефт. ин-та (ВНИГРИ), вып. 65, 1952.

Любимов Е. А. — Первое Всесоюзное совещание по геотермическим исследованиям в СССР. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 7, 1956.

Любомиров Б. Н. — К вопросу о гидрогеологическом режиме Махачкалинской структуры (ВНИГРИ). Геол. сб., III (VI). Гостоптехиздат, 1955.

Люстих Е. Н. — Количественная интерпретация некоторых гравитационных аномалий Русской платформы. Прикладная геофизика, вып. 6, 1950.

Лютцау С. В. — К анализу террасовых рядов. Уч. зап. Моск. ун-та, вып. 182, 1956.

Ляхович В. В. — Эндоморфное изменение молодых гранитов Баксана в контакте с известняками. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, геол. серия, вып. 148, № 44, 1953.

Магакьян И. Г. — Алавердский тип оруденения и его руды. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1947.

Магакьян И. Г. — Стибио-теллуровисмутит Зодского золоторудного месторождения (Басаргечарский район Армянской ССР). Докл. АН АрмССР, т. XXIII, № 5, 1956.

Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. — Взаимосвяь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, сер. геолог. и геогр. наук, т. X, № 4, 1957.

Магеррамова Ф. С. — К вопросу о формировании залежей нефти в верхнеплиоценовых отложениях Апшеронской нефтеносной области. Докл. АН АзССР, т. XI, № 8, 1955.

Магницкий В. А. — О редукциях силы тяжести. Тр. ЦНИГАиК, вып. 51, 1948.

Мазанов Д. Д. — К петрографии песчаных пород юрских отложений северо-восточного Азербайджана. Изв. АН АзССР, № 7, 1954.

Мазанов Д. Д. — О вторичных минералах и минералообразовании в возможных коллекторах средней юры северо-восточного Азербайджана. Изв. АН АзССР, № 8, 1955.

Мазанов Д. Д. — О содержании фосфора в осадочных породах мезо-кайнозоя Азербайджана. Докл. АН АзССР, т. XIII, № 1, 1957.

Макаренко Ф. А., Хитаров Н. И. — Геотермия Большого и Малого Кавказа (совещание в Тбилиси). Вестн. АН СССР, № 9, 1955.

Малхасян Э. Г. — Основные петрохимические особенности мезозойского вулканического цикла Кафанского рудного района. Тр. Арм. геол. упр. М-ва геол. и охраны недр СССР, № 1, 1957.

Малхасян Э. Г. — Данные об абсолютном возрасте Цавского интрузива. Докл. АН АрмССР, т. XXV, № 4, 1957.

Малхасян Э. Г., Лейе Ю. А. — К вопросу о возрасте, генезисе и перспективе Кафанского медно-полиметаллического месторождения. Тр. Арм. геол. упр. М-ва геол. и охраны недр СССР, № 1, 1957.

Малхасян Э. Г. — Основные петрогенетические особенности даралагезских интрузий АрмССР. Сб. научн. тр. Ереванск. политехн. ин-та, № 11, 1955.

Мальцев В. И. — Некоторые вопросы тектонического развития Малокабардинско-Сунженского поднятия. Тр. Акад. нефт. промышл., вып. 3, 1956.

Мамедалиев А. М. — К литологии сарматских отложений хребта Эллероглы. Тр. Азерб. ун-та, вып. 2, 1955.

Мамедова У. Я. — Фауна милиолид меловых отложений северо-восточного Азербайджана. Тр. Азерб. н.-и. ин-та по добыче нефти, вып. 4, 1956.

Мамедов А. И., Махмудов С. А. — Об авгите из андезитов горы Сарымсаглы (Кельбаджарский район АзССР). Докл. АН АзССР, т. XIII, № 10, 1957.

Мамедов Т. Е. — Материалы к изучению нуммулитов эоцена Нахичеванской АССР. Тр. Азерб. индустр. ин-та, № 17, 1957.

Мамонтова Е. В. — Форамиииферы верхнего лейаса северо-западного Кавказа. Вестн. Ленингр. ун-та, № 12, 1956.

Маркевич В. П. — Геологическое строение Восточной Грузии. Изд. АН СССР, Москва, 1954.

Маруашвили Л. И. — Некоторые данные о современном и древнем оледенении части северного склона восточного Кавказа (бассейнов рек Джуты и Ассы). Сообщ. АН ГрузССР, т. XIV, № 10, 1953.

Маруашвили Л. И. — Псевдоморена у Цебельды. Тр. Ин-та геогр. АН ГрузССР, № 4, 1955.

Маруашвили Л. И. — Геоморфологический очерк Гомборского или Кахе-

тинского хребта в Восточной Грузии. Тр. Ин-та геогр. АН ГрузССР, № 6, 1955.

Маруашвили Л. И. — Морфология и история развития новейших вулканических сооружений южной Грузии. Сообщ. АН ГрузССР, т. XVII, № 4, 1956.

Маруашвили Л. И. — Целесообразность пересмотра существующих представлений о палеогеографических условиях ледникового времени на Кавказе (Критич. очерк). Изд. АН ГрузССР, Тбилиси, 1956.

Марфунин А. С. — Материалы к петрографии Дашкесанского массива и его контактового поля. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 165, петрогр. сер. (№ 47), 1955.

Маслов В. П. — Новый род багряных водорослей из датского яруса Кавказа. Докл. АН СССР, 102, № 4, 1955.

Масляев Г. А. — Новые данные по геоморфологии и новейшей тектонике Южных Ергеней. Докл. АН СССР, 99, № 4, 1954.

Масуренков Ю. П. — Особенности эволюции кайнозойского вулканизма Эльбрусской области. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, стр. 55—80, 1957.

Материалы дискуссии по проблеме происхождения и миграции нефти. Изд. АН УССР, Киев, 1956.

Материалы по геоморфологии и палеографии СССР. 16. Рельеф и гидрография Прикаспийской низменности. (Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 69). Изд. АН СССР, Москва, 1956.

Материалы по геология районов Русской платформы и Северного Кавказа и методическим вопросам нефтяной геологии. (Тр. Всес. нефтегаз. н.-и. ин-та, вып. 9). Гостоптехиздат, 1956.

Материалы по геологии и нефтеносности Грузин. Отв. ред. С. И. Миронов. Изд. АН СССР, 1956.

Мейер Г. Я., Мирошниченко В. П., Шульц С. С. — Аэровизуальные геолого-географические наблюдения в районе Каспийского моря, Арало-Каспийского водораздела и Каракумов. Тр. Лабор аэрометодов АН СССР, т. IV, 1955.

Мейснер В. И. — Отчет о работах экспедиции по обследованию дельты Волги в 1914 г. Материалы к познанию русского рыболовства, т. VI, вып. 10, 1915.

Мелик-Пашаев В. С. — Параллелизация свит нижнего отдела продуктивной толщи Апшеронского архипелага и красноцветной толщи западной Туркмении. Докл. АН СССР, 111, № 2, 1956.

Мелик-Пашаев В. С. — Условия осадконакопления в плиоцене Апшеронского полуострова, Апшеронского порога и Прибалханской зоны Западной Туркмении. Сов. геология, сб. 57, 1957.

Месропян А. И. — О генезисе четвертичных туфов Армении. Изв. АН АрмССР, т. IV, № 4, 1951.

Месропян А. И. — Геологическое строение АрмССР и перспективы ее нефтеносности. Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-разв. ин-та (ВНИГРИ), вып. 111, 1957.

Мефферт Б. Ф. — Эоценовая фауна из Даралагеза в Армении. Труды Гл. геол.-разв. упр., вып. 99, 1931.

Мехтиев Ш. Ф. — О геологическом возрасте вулканических пород Талыша. Докл. АН СССР, нов. сер., т. VIII, № 4, стр. 635—638, 1947.

Мехтиев Ш. Ф. — Вопросы происхождения нефти и формирования нефтяных залежей Азербайджана. Изд. АН АзССР, Баку, 1956.

Обсуждение книги Ш. Ф. Мехтиева. См. Изв. АН АзССР, № 6, 1957.

Мехтиев Ш. Ф., Алиев С. А. — О величине геотермической ступени нефтяных месторождений Азербайджана. Докл. АН СССР, 102, № 1, 1956.

Мехтиев Ш. Ф., Байрамов А. С. — Основные черты геоморфологии Ленкоранской области. Тр. Конференции по геоморфологии Закавказья. Изд. АН АзССР, Баку, 1953.

Мещеряков Ю. А. — Новейшая тектоника Северного Прикаспия и Нижнего Поволжья по данным структурно-геоморфологического анализа. Тр. Комис. по изуч. четвертичн. периода. АН СССР, № 13, 1957.

Мзареулешвили М. В. — Гидрохимические исследования тбилисских термальных вод. Сообщ. АН ГрузССР, т. XVIII, № 3, 1957.

Мигачева Е. Е.— К вопросу о границе нижней и средней юры. Докл АН СССР, 113, №3, 1957.

Миклухо-Маклай А. Д., Миклухо-Маклай К. В. — Обзор стратиграфии палеозоя Кавказа. Вестн. Ленингр. ун-та, № 5, 1948.

Миклухо-Маклай К. В. — Фораминиферы верхнепермских отложений Северного Кавказа. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та (ВСЕГЕИ), Госгеолиздат, 1954.

Миклухо-Маклай К. В. — О возрасте некоторых конгломератовых толщ Северного Кавказа. Матер. по геол. Европ. территории СССР. Сборник статей, ВСЕГЕИ, вып. 14, Госгеолтехиздат, 1956.

Миклухо-Маклай К. В. — Верхнепермские отложения Северо-Западного Кавказа. Матер. по геол. Европ. территории СССР, ВСЕГЕИ, сборник статей, вып. 14, Госгеолтехиздат, 1956.

Милановский Е. Е. — Геологическое строение и история формирования Севанской впадины. Москва, 1953.

Милованова И. В. — Новые интересные диатомовые из неогена Таманского полуострова. Ботан. материалы. Отд. споровых раст. Ботан. ин-та АН СССР, 10, 1955.

Мирчинк Г. Ф. — Соотношение четвертичных континентальных отложений Русской равнины и Кавказа. Изв. Научно-исслед. ин-та 1-го МГУ, т. II, 3—1, 1928.

Мирчинк Г. Ф. — О четвертичном орогенезе и эпейрогенезе на территории СССР. Матер. по четвертичн. периоду СССР. Изд. ГГУ, 1936.

Михайлова И. А. — Семейства *Parahoplitidae* Spath и *Deshayesitidae* Stoyanow из нижнемеловых отложений Северного Кавказа. Автореф. дисс. канд. геол.-минералог. наук. МГУ, Москва, 1956.

Мкртчян К. А. — Некоторые замечания о генезисе туфов артикского типа

(АрмССР). Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1954.

Мкртчян К. А. — К характеристике послеюрских тектонических движений бассейна р. Памбак. В сб.: Вопр. геол. и гидрогеол. АрмССР. Ереван, 1956.

Мкртчян С. С. — Новые данные о геологическом строении южной части Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1948.

Мкртчян С. С. — О геологии и рудоносности Алавердского рудного района. Изв. АН АрмССР, сер. геолог. и геогр. наук, т. X, № 3, 1957.

Мкртчян С. С. — Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1958.

Мовсесян С. А. — Интрузии центральной части Зангезурского (Конгуро-Алангезского) хребта и связанные с ними полезные ископаемые. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1953.

Мозесон Д. Л. — Западинный микрорельеф северной части Прикаспийской низменности и его влияние на перераспределение стока. Автореф. дисс. канд. геогр. наук. Ин-т географии АН СССР, Москва, 1954.

Мокринский В. В. — Ткварчельское каменноугольное месторождение. Геол. СССР, т. X, часть II, Госгеолиздат, 1944.

Мордвилко Т. А. — Унифицированная схема стратиграфии нижнемеловых отложений Северного Кавказа и Предкавказья. В сб.: Тр. Всес. совещания по разработке унифицирован. схемы стратигр. мезозойских отложений Рус. платформы. Ленинград, 1956.

Морозов В. А. — К вопросу о стратиграфии четвертичных отложений Северного Прикаспия. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. XLVI, 1955.

Морозов Н. С. — К вопросу о тектонике территории к югу от широтного течения Дона. Докл. АН СССР, 104, № 2, 1955.

Москвин М. М., Семихатов М. А. — Подводнооползневые нарушения в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Дагестана. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1956.

Москвитин А. И. — О нижней границе плейстоцена в Европе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, стр. 3—22, 1957.

Мревлишвили Н. И. — Фауна и стратиграфия палеогена Душетского района. Автореф. дисс. канд. геол.-минералог. наук. Ин-т геол. и минералогии АН ГрузССР, Тбилиси, 1954.

Муратов М. В. — Очерк геологического строения северного склона Кавказа (в районе к югу от Кавказских Минеральных Вод). Тр. Моск. геол.-разв. ин-та (МГРИ), т. XXIII, 1948.

Муратов М. В. — Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. Тектоника СССР, т. II, изд. АН СССР, 1949.

Муратов М. В. — Тектоническая структура и история равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа. Сов. геология, сб. 48, 1955.

Муратов М. В. — История тектонического развития глубокой впадины Черного моря и ее возможное происхождение. Бюлл. Моск. об-ва

испыт. природы, отд. геол., т. XXX, вып. 5, 1955.

Мусаев А. А. — О понятии режима подземных вод. Докл. АН АзССР, т. XIII, № 1, 1957.

Мусейбов М. А. — Геоморфология междуречья Куры и Иори. Автореф. днсс. канд. геогр. наук. Азербайджанский гос. ун-т, Баку, 1954.

Мусейбов М. А. — К геоморфологии верховьев рек Акеры и Тертера. Уч. зап. Азерб. ун-та, № 7, 1957.

Мчедлишвили П. А. — Новые данные о мэотических флорах западной Грузии. Докл. АН СССР, 107, № 6, 1956.

Мчедлишвили Н. Д. — Флора и растительность киммерийского века по данным палинологического анализа. Автореф. дисс. канд. биол. наук. Ин-т ботаники АН ГрузССР, Тбилиси, 1956.

Надарейшвили О. Ш. — К вопросу о взаимоотношении пород комплекса гранитоидов Главного хребта на примере верховьев р. М. Зеленчук (Сев. Кавказ). Тр. Груз. политехн. ин-та, № 8, 1957.

Надирадзе В. Р. — Зекарская неоинтрузия (Груз. ССР). Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1954.

Назаров А. Г. — О сейсмическом районировании. Изв. АН АрмССР, сер. физ.-матем., естеств. и техн. наук, т. VII, № 1, 1954.

Назарян А. Н. — Распространение и происхождение Арзнинскнх минеральых вод. В сб.: Вопр. геол. и гидрогеол. АрмССР. Ереван, 1956.

Наливкин Д. В. — Время и место горообразовательных движений по конгломератам подножий. Тр. Совещания по тектонике альпийск. геосинклинальной обл. Юга СССР. Изд. АН АзССР, Баку, 1956.

Нарчемашвили О. В. — Верхнемеловые фосфориты Грузии. Автореф. дисс. канд. геол.-минералог. наук. Гос. н.-и. ин-т горнохим.-сырья. Москва, 1957.

Негадаев-Никонов К. Н. — К истории развития фауны остракод в четвертичных бассейнах Северного Прикаспия. Уч. зап. Кишиневск. ун-та, 25, 1957.

Нейман В. Б. — О стратиграфическом расчленении олигоценовых, нижне- и среднемиоценовых отложений в пределах Терско-Кумской депрессии. Докл. АН СССР, 117, № 4, 1957.

Нелюбов В. И. — Вулканические пеплы в майкопской свите по разрезу р. Белой на Северном Кавказе. Сборник студ. работ, Ростовск. у-т, вып. 3, 1957.

Немков Г. И. — Находка гигантских нумулитов в Армении. Природа, № 8, 1956.

Немков Г. И. — О древних допалеогеновых нуммулитах. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXXII, вып. 1, 1957.

Несвит Д. С. — К литостратиграфии чокракско-караганских отложений западной части Черных гор. Всес. нефт. н.-и. геол.-разв. ин-т (ВНИГРИ), Геол. сб., т. III (VI), Гостоптехиздат, 1955.

Несмеянов Д. В. — Структурные особенности передовых антиклинальных зон Дагестана в связи с нефтегазоносностью мезозойских отложе-

ний. Автореф. дисс. канд. геол.-минералог. наук. МГУ, Москва, 1957.
Несмеянов Д. В., Гусева А. Н. — Первая верхнемеловая нефть на Кавказе. Вестн. Моск. ун-та, сер. биол., почвовед., геол., геогр., № 1, 1957.
Нефедьева Е. А. — Агмаганское вулканическое нагорье (краткий геоморфологический и палеогеографический очерк). Труды Инст. географии АН СССР, вып. 47. Матер. по геоморф. и палеогеограф. СССР, № 4, Москва, 1950.
Николаев В. А. — К вопросу о возрасте ергенинских песков. Вестн. Моск. ун-та, № 9, 1954.
Николаев В. А. — Новейшая тектоника западной части Прикаспийской низменности. Докл. АН СССР, 113, № 4, 1957.
Николаев Н. И. — О возрасте рельефа центрального Кавказа и Предкавказья. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та (МГРИ), т. XXIII, 1948.
Николаев Н. И. — Проблема происхождения покровных суглинков. (К итогам совещания в геогр. секции МОИП). Бюлл. Комис. по изуч. четвертичн. периода, АН СССР, № 21, 1957.
Никшич И. И., Доманский — Новая тектоническая карта мира. Учен. зап. Моск. обл. пед. ин-та, 47, 1956.
Нодиа М. З. — Магнитное поле Кавказского перешейка. Труды Института геофизики АН ГрузССР, т. V, 1939.
Обручев В. А. — Новые работы по лёссу (О работах И. Д. Седлецкого). Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1955.
Овчинников А. М. — Схема зональности минеральных вод Альпийской области. Докл. АН СССР, Нов. сер., т. VIII, № 6, стр. 1129—1132, 1947.
Оганисян Ш. С. — Об одном опыте разделения гравитационных полей. Докл. АН АрмССР, т. XXV, № 4, 1957.
О деятельности Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. Вестн. АН СССР, № 5, 1955.
Олюнин В. Н. — О возникновении основных форм рельефа полуострова Абрау и Дооб. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 58, 1953.
Олюнин В. Н.— Геоморфология Закатальской зоны Азербайджанской ССР. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 62. Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР, 1954.
Орфаниди К. Ф. — Новые выходы минеральной воды типа Ессентуки № 17 и № 4. Докл. АН СССР, 103, № 3, 1955.
Орфаниди К. Ф. — Углекислота в подземных водах (Предкавказье). Докл. АН СССР, 115, № 5, 1957.
Османова Г. И. — Коллекторские свойства пород нижнего отдела продуктивной толщи Апшеронского архипелага. Тр. Азерб. н.-и. ин-та по добыче нефти, вып. 4, 1956.
Павлинова-Ильина Л. Б. — Новые данные о фауне конского горизонта (Краснодарский край). Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-та (ВНИГРИ), вып. 8, 1957.
Павлова М. М. — Иноцерамы верхнемеловых отложений Дагестана. Автореф. дисс. канд. геол.-минералог. наук. МГУ, Москва, 1955.

Пазюк Л. И. и Хасин Р. А. — Кварцевые порфиры с Малой Лабы на Северном Кавказе. Научн. тр. Ереванск. ун-та, т. XXXVI, сер. геол. наук, стр. 79—90, 1952.

Палибин И. В. — Нижнеолигоценовая флора горы Дарры-даг в бассейне р. Аракса (Закавказье). Тр. Ботан. ин-та, сер. 1, вып. 6, Ленинград, 1947.

Пантелеев И. Я. — Очерк истории изучения и развития Кавказских минеральных вод. Госгеолтехиздат, Москва, 1955.

Пантелеев И. Я., Волкова О. Ю., Ташинская А. Д. — К вопросу о происхождении сероводорода в ессентукских верхнемеловых водах. Уч. зап. Гос. н.-и. бальнеол. ин-та на Кав. Мин. Водах. 1(29), 1957.

Пантелеев Ф. П. — Геологическое строение и газоносность Южных Ергеней. Гостоптехиздат, 1947.

Папалашвили В. Г. — Об оценке точности определения положения эпицентров и очагов Кавказских землетрясений при помощи метода засечек. Тр. Ин-та геофиз. АН ГрузССР, т. XV, 1956.

Парийский Н. Н. — Ускорение силы тяжести в Тбилиси. Труды ГеоФИАН, № 102. Изд. АН СССР, 1949.

Пастушенко Ю. Н. — О верхнемеловом комплексе в бассейнах рек Псоу, Мзымты и Сочи (юго-западный Кавказ). Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1956.

Паффенгольц К. Н. — Стратиграфия четвертичных лав восточной Армении. Зап. Минералог. об-ва, часть 60, вып. 2, 1931.

Паффенгольц К. П. — Сейсмотектоника Армении. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1946.

Паффенгольц К. Н. — Геология Армении (Армения в системе Кавказа и Малой Азии). Госгеолиздат, 1948.

Паффенгольц К. Н. — К стратиграфии вулканогенных толщ Джавахетского (Ахалкалакского) нагорья (Закавказье). Сборник трудов Ин-та. геол. и минералогии АН ГрузССР, 1951.

Паффенгольц К. Н. — Новые данные о возрасте эффузивов центрального Кавказа (Эльбрус, Чегем-Нальчик, Казбек) и лакколитов Пятигорья. Сборник Всес. н.-и. геол. ин-та (ВСЕГЕИ), № 14, 1955.

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. — Эльбрус (Геологический очерк). Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1959.

Пахомова А. С. — Изменение грунтов северного Каспия. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1956.

Пачина В. — К стратиграфии третичных отложений Нагутского района Ставропольского края по данным микрофауны. Сб. студ. научн. работ Ростовского н/Д гос. ун-та, № 2, 1953.

Первое Всесоюзное петрографическое совещание по проблеме «Законо-

мерности развития магматизма в связи с полезными ископаемыми. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1953.

Пермяков В. В. — К стратиграфии нижнеюрских отложений Дигории. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXIX, вып. 4, 1945.

Пермяков В. В. — К вопросу о распространении известняков нижнего карбона на Северном Кавказе. (Бассейны рек Большой Зеленчук, Кяфар, Марух). Тр. Донецкого индустр. ин-та, № 1, 1954.

Петров В. П. — Новые виды неметаллических полезных ископаемых. Разв. и охр. недр, № 3, 1955.

Петров В. П. — Современное состояние вопроса о неоинтрузиях Кавказа и о зависимости оптических свойств минералов от их залегания. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 165, 1955.

Петров В. П. — Игнимбриты и туфовые лавы; еще о природе артик-туфа. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, № 14, 1957.

Петросьянц М. М., Темин Л. С. — Нижнемеловые отложения северо-западного погружения Кавказа. Тр. Всес. нефтегаз. н.-и. ин-та, вып. 9, 1956.

Пештич Е. Л. — Основные черты тектоники Присулакской низменности. Тр. Всес. н.-и. геол.-разв. ин-та (ВНИГРИ), вып. 95, 1956.

Пештич Е. Л. — К вопросу классификации залежей нефти и газа северо-восточного Кавказа. Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-разв. ин-та (ВНИГРИ), вып. 95, 1956.

Пиджян Г. О. — Об осадочно-вулканогенной толще северо-восточного побережья оз. Севан. Изв. АН АрмССР, сер. физ.-матем., естеств. и техн. наук, т. IX, № 6, 1956.

Пильтенко М. К. — Майкопские отложения в районе Туапсе по реке Агой. Тр. Донецкого индустр. ин-та, № 1, 1954.

Платонов Н. Х. — Флоридиновые глины из района Кавказских Минеральных Вод. Труды Бальнеолог. инст. на Кавк. Мин. Водах. Пятигорск., 1928.

Плотников Н. — Микроскопическое исследование эльбурганской свиты нижнепалеогеновых отложений Северного Кавказа по реке Большой Зеленчук. Сб. работ науч. студ. об-ва Львовск. политехн. ин-та, № 25, 1955.

Победина В. М. — Микрофауна тарханского и чокракского горизонтов Азербайджана и некоторые данные к ее генезису. Тр. Азерб. н.-и. ин-та по добыче нефти, вып. 4, 1956.

Победина В. М., Ворошилова А. Г., Аракелова Н. А. — К стратиграфии олигоцен-миоценовых отложений Прикаспийского района. Тр. Азерб. н.-и. ин-та по добыче нефти, вып. 4, 1956.

Победина В. М., Ворошилова А. Г., Рыбина О. И., Кузнецова З. В. — Справочник по микрофауне средне- и верхнемиоценовых отложений Азербайджана. Азнефтеиздат, Баку, 1956.

Погребнов Н. И. — Средний и верхний карбон Кубано-Лабинского района на Северном Кавказе. Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 6, 1956.

Подгородниченко В. И. — О погребенном лёссе в скифскнх глинах на Ергенях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1957.

Подоплелов Н. Я. — Геоморфологические наблюдения в Присамурском районе Южного Дагестана. Уч. зап. Ленингр. гос. пед. ин-та, 116, 1956.

Покрасс Е. П. — О новейшей тектонике центрального Предкавказья по данным геоморфологии. Докл. АН СССР, 81, № 5, 1951.

Покрасс Е. П. — Вопросы изучения денудационных поверхностей на примере центрального Предкавкаказья. Вопр. географии, № 36, 1954.

Попов Г. И. — Четвертичные и континентальные плиоценовые отложения нижнего Дона и северо-восточного Приазовья. Матер. по геол. и полезн. нскоп. Азово-Черноморья, сб. XXII, 1947.

Попов Г. И. — Танаисские слон древнего Дона, Бюлл. Комиссии по изуч четв. периода, № 12, 1948.

Попов Г. И. — История Манычского пролива в связи со стратиграфией черноморских и каспийских четвертичных отложений. Бюлл. Моск об-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXX, вып. 2, 1955.

Попхадзе М. В. — Нуммулиты палеогенового флиша Триалетского хребта Тр. Сектора палеобнол. АН ГрузССР, III, 1956.

Порецкий В. С. — Ископаемые диатомовые водоросли Нурнуса и Арзни Ереванского района Армянской ССР. Диатомовый сборник. Изд. Ленингр. ун-та, 1953.

Потапов И. И. — О происхождении продуктивной толщи Апшерона. Изд АН АзССР, Ин-т геологии, 1954.

Прангишвили Г. М. — Состояние сейсмической изученности Колхидской низменности. Тр. Ин-та геофиз. АН ГрузССР, т. XIV, 1955.

Притула Ю. А. — Основные черты тектоники юго-востока Русской платформы. Всес. нефт. н.-и. геол.-разв. ин-т (ВНИГРИ). Геол. сб III (IV), 1955.

Проничева М. В. — О проявлениях новейшей тектоники в северном Прикаспин. Геол. нефти, № 3, 1957.

Проничева М. В., Эвентов Я. С. — Геоморфологические данные о структуре северо-западного Прикаспия. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 1, 1956.

Прокин В. А. — К дискуссии о пирокластах. Зап. Всес. минералог. об-ва, часть 86, вып. 1, 1957.

Проскурко А. И. — О родоначальных породах серпентинитов Маркопиджского массива Большого Кавказа. Изв. АН ТаджССР, отд. естеств наук, вып. 11, 1955.

Процветалова Т. Н. — Минералогическая характеристика современного аллювия р. Куры и ее притоков от Дзнрульского массива до гор Тбилиси. Тр. Ин-та нефти АН СССР, т. III, 1954.

Пустильников М. Р. — О тектонике западного Предкавказья. Сов. геология, сб. 57, 1957.

Пустовалов И. Ф. — Геологический очерк Кусарской наклонной равнины в Азербайджане. Труды ЦНИГРИ, вып 83, 1936.

Путкарадзе А. Л. — К истории геологического развития южного Каспия. Докл. АН АзССР, т. XI, № 1, 1955.

Путкарадзе А. Л. — Новые данные о тектонике Бакинского архипелага. Геол. нефти, № 6, 1957.

Пуцилло В. Г., Миронов С. И., Воробьева С. И. — Битумы, битуминозные породы и нефти восточных и западных районов ГрузССР. В сб.: Материалы по геол. и нефтеносности Грузии. Изд. АН СССР, Москва, 1956.

Пчелинцев В. Ф. — Фауна брюхоногих верхнемеловых отложений Закавказья и Средней Азии. Изд. АН СССР, 1953.

Пчелинцев В. Ф. — Брюхоногие верхнемеловых отложений Армянской ССР и прилегающей части Азербайджанской ССР. Изд. АН СССР, 1954.

Рабинович И. А. — К оценке экономической эффективности разведки газового месторождения Карадаг. Изв. высш. учебн. заведений. Нефть и газ, № 1, 1958.

Радопуло Л. М. — Сарматские пластинчатожаберные Армении. Научн. тр. Ереванск. ун-та, т. 59, сер. геол. наук, вып. 3, 1957.

Раузер-Черноусова Д. М. — Координация микропалеонтологических исследований. Вестн. АН СССР, № 9, 1956.

Резолюция координационного совещания.— Тр. Координац.. совещания по сейсмостойк. стр-ву, 1954, Изд. АН АрмССР, Ереван, 1956.

Рейнгард А. Л. — Гляциально-морфологические наблюдения в бассейне рек Кубани и Кодора на Кавказе летом 1924 г. Изв. Госуд. русск. геогр. об-ва, т. VIII, вып. 1, 1926.

Рейнгард А. Л. — Несколько слов о хронологической связи между оледенениями Кавказа и Каспийскими трансгрессиями. Записки Росс. минералог. об-ва, ч. 61, № 1, 1932.

Рейнгард А. Л. — К проблеме стратиграфии ледникового периода Кавказа. Тр. Ассоц. по изуч. четвертич. периода Европы, вып. 1, стр. 9—30, 1937.

Рейнгард А. Л. — Наблюдения по четвертичной геологии в центральной части Предкавказской равнины между Кумой и Череком. Матер. ЦНИГРИ, геол. и гидрогеол., сб. 2, 1938.

Ренгартен В. П. — Вулканические туфы в окрестностях Нальчика на Северном Кавказе. Изв. Главн. геол.-разв. управл., т. 49, № 2, стр. 213—232, 1930.

Ренгартен В. П. — Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., вып. 148, стр. 1—79, 1932.

Ренгартен В. П. — Верхнемеловые отложения Восточного Закавказья. Геология СССР, том X (Закавказье), ч. 1. Госгеолиздат, 1941.

Ренгартен В. П. — Нижнемеловые отложения Восточного Закавказья. Геология СССР, том X (Закавказье), ч. 1. Госгеолиздат, 1941.

Ренгартен В. П. — Руднстовые фации меловых отложений Закавказья. Труды Инст. геол. наук АН СССР, вып. 130, геол. серия, № 51, 1950.

Ренгартен В. П. — К стратиграфии меловых отложений северной зоны Малого Кавказа. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 149, геол. сер., № 62, 1953.

Ренгартен В. П. — О некоторых меловых рудистах Закавказья. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 164, геол. сер., № 71, 1956.

Ренгартен В. П. — Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Северного Кавказа и проблема выработки унифицированной стратиграфической шкалы. В сб.: Тр. Всес. совещания по разработке унифицир. схемы стратигр. мезозойских отложений Русск. платформы. Ленинград, 1956.

Ренгартен Н. В., Старостина З. М. — Геолого-литологнческие исследования лейасовых отложений на северном склоне центрального Кавказа. АН СССР, СОПС. Сб.: Геология и полезные ископаемые срединной части Северного Кавказа, стр. 83—147, Москва, 1956.

Рихтер В. Г. — Новые данные о древних береговых линиях на дне Каспийского моря. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 5, 1954.

Рихтер В. Г. — О существовании Среднекаспийской суши и сопоставлении продуктивных толщ Апшерона и Туркмении. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXXI, вып. 1, 1956.

Роговская Н. В. — О принципе картографической характеристики фильтрационных свойств пород на примере низменности восточного Закавказья. Труды Всес. н.-и. ин-та гидрогеол. и инж. геол., сб. 14, 1956.

Родзянко Г. Н. — Геологические и гидрогеологические исследования в восточной засушливой полосе Ростовской области на территории Заветинского района. Матер. Азово-Черноморск. геол., управл., сб. 9, 1939.

Родзянко Г. Н. — Четвертичные континентальные плиоценовые отложения Ергеней. Доклад на Воронежском пленуме сов. секции АИЧПЕ в 1941 г. Труды пленума, 1941.

Родзянко Г. Н. — Стратиграфия континентальных плиоценовых и четвертичных отложений Ергеней. Матер. по геол. и полезн. ископ. Азово-Черноморья, сб. 22, 1947.

Родионова К. Ф., Старовойтова А. Ф. — К изучению гуминовых кислот майкопских отложений центрального Предкавказья. Тр. Всес. нефтегаз. н.-и. ин-та, вып. XI, 1957.

Ржонсницкая М. А. — Девонские отложения Закавказья. Доклады АН СССР, 59, № 8, стр. 1477—1480, 1948.

Робинсон В. Н. — Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейнов рек Лабы и Белой на Северном Кавказе. Труды Всес. геол.-разв. объед., вып. 226, 1932.

Робинсон В. Н. — Очерк геологического строения района Красной Поляны

на Кавказе. Изв. Всес. геол.-разв. объед., т. 51, вып. 73, стр. 1079—1091, 1932.

Робинсон В. Н. — Стратиграфический очерк и фауна аммонитов верхнего триаса Северного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, стр. 549—571, 1936.

Робинсон В. Н. — Через Главный Кавказский хребет и Кавказский государственный заповедник. Экскурсия по Кавказу. Главный хребет—Заповедник. Междунар. геол. конгр., XVII сессия. Москва, 1937.

Робинсон В. Н. — К стратиграфии верхнего триаса Северного Кавказа и Закавказья. Матер. ЦНИГРИ, палеонт. и стратигр. Сборник № 3, 1937.

Робинсон В. Н. — Очерк стратиграфии палеозоя Северного Кавказа. Новые данные по стратигр. и гидрогеол. Сев. Кавказа. Изд. Кавк. геол. упр., стр. 5—32, 1946.

Робинсон В. Н. — Триас Кавказа. В сб.: Тр. Всес. совещания по разработке унифицир. схемы стратигр. мезозойских отложений Русской платформы. Ленинград, 1956

Рубинштейн М. М. — Геотектоническое районирование Грузии. Сообщ. АН ГрузССР, т. IX, 1948.

Рубинштейн М. М. — Сейсмичность Грузии в связи с ее геотектоническим строением. Сообщ. АН ГрузССР, т. X, № 3, 1949.

Рубинштейн М. М. — Об абсолютном возрасте некоторых магматических образований Грузии. Сообщ. АН ГрузССР, т. XVI, № 6, 1955.

Рубинштейн М. М. — Некоторые вопросы сейсмотектоники Грузии. Тр. Совещания по тектонике альпийск. геосинклинальной обл. юга СССР. Изд. АН АзССР, 1956.

Рустамов С. Г., Куликов Г. И. — Взвешенные наносы рек бассейна р. Куры (без Аракса). Изв. АН АзССР, № 12, 1955.

Саакян-Гезалян Н. А. — К вопросу об историческом развитии мелких фораминифер в третичных бассейнах (филогения рода *Almaena* по данным ископаемых форм из третичных отложений Армянской ССР). Изв. АН АрмССР, т. VIII, № 6, 1955.

Саакян-Гезалян Н. А. — Фораминиферы третичных отложений Ереванского бассейна. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1957.

Сагателян Э. А. — Минералогия свинцово-сурьмяных руд Азатекского месторождения Армянской ССР. Авторефер. дисс. канд. геол.-минералог. наук. Ин-т геол., рудн. месторожд., петрогр., минералогии и геохимии АН СССР и Ин-т геол. наук АН АрмССР. Москва, 1958.

Саваренский Е. Ф. — Сейсмичность СССР, итоги и перспективы ее изучения. Труды ГеоФИАН, № 25 (152), 1954.

Саваренский Е. Ф., Джибладзе Э. А. — О сейсмичности Большого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 5, 1956.

Саваренский Е. Ф., Джибладзе Э. А. — Об энергии землетрясений Большого Кавказа. Сообщ. АН ГрузССР, т. XVIII, № 1, 1957.

Савельев А. А. — О поперечной зональности складчатых областей. Всес.

нефт. н.-и. геол.-разв. ин-т (ВНИГРИ). Геол. сб., II, 1953.

Садыков Ж. — К вопросу о минерализации грунтовых вод северо-восточного побережья Каспийского моря. Вестн. АН КазССР, № 12, 1953.

Салаев С. Г., Алиев С. М. — Апшеронские отложения Нижнекуринской низменности. Изв. АН АзССР, № 12, 1957.

Самедов С. С. — Разрывные смещения нефтеносных областей Азербайджана. Автореф. дисс. канд. геол.-минералог. наук. Азерб. ун-т. Баку, 1956.

Самохин А. А. — Структурные особенности массива Больших Балкан на Северном Кавказе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1957.

Сафронов И. Н. — Вулканический ландшафт Пятигорья. В сб.: Материалы по изучению Ставропольского края, вып. 5, 1953.

Сафронов И. Н. — К вопросу о возрасте террас реки Кубани. Материалы по изучению Ставроп. края, вып. 7, 1955.

Сафронов И. Н. — О новейших тектонических движениях в области северо-западного Кавказа по данным изучения террас системы р. Кубани. Сов. геология, сб. 54, 1957.

Свиченская А. А. — Новый вид кефали из нижнего миоцена Кавказа. В сб.: Материалы к основам палеонтол., вып. I. Москва, 1957.

Сеидов А. Г. — Некоторые результаты физико-химических исследований глин майкопской свиты района Кировабада. Докл. АН АзССР, т. XI, № 2, 1955.

Сеидов А. Г. — Исследование глин майкопской свиты Кобыстана (АзССР) методом окрашивания. Докл. АН АзССР, т. XIII, № 12, 1957.

Селимханов Н. М. — Генезис и особенности минералогического состава вторичных кварцитов северо-восточной части Малого Кавказа. Тр. Азерб. ун-та, вып. 2, 1955.

Серегин А. М. — Юрские и нижнемеловые отложения восточного Предкавказья в связи с их нефтегазоносностью. Автореф. дисс. канд. геол.-минералог. наук. МГУ, Москва, 1957.

Сибирякова Л. В. — Стратиграфия нижнеюрских отложений северного Дагестана. Автореф. дисс. канд. геол.-минералог. наук. Ленинградск. гос. ун-т., 1954.

Симонов Н. С. — Лавы Казбекского района как кислотоупорный строительный материал. Труды Всес. геол.-разв. объед., вып. 341. Ленинград, 1934.

Синанян Г. А. — Генетические типы и перспективы свинцовоцинковых месторождений Армянской ССР. Тр. Арм. геол. упр. М-ва геол. и охраны недр СССР, № 1, 1957.

Сирадзе К. Ф. — О реликтовых элементах в среднесарматской фауне восточной Грузии. Докл. АН СССР, 106, № 2, 1956.

Ситковский И. Н. — Полиметаллическое месторождение Тырны-ауз в бассейне р. Баксана (Сев. Кавказ). Зап. Всеросс. минералог. общ., ч 63, № 1,1934.

Ситковский И. Н. — Интрузивные породы юго-восточной части Азербай-

джанской ССР. В сб. Интрузивы Закавказья, Труды Груз. гос. геол упр., вып. 11, Тбилиси, 1941.

Скорнякова К. С. — К четвертичной истории Каспийского моря. Докл. АН СССР, 102, № 2, 1955.

Скорнякова Н. С. — Минералогический состав осадков подводного склона западного побережья среднего Каспия. Докл. АН СССР, 101, № 2. 1955.

Снарский А. Н. — Происхождение нефти и ее залежей. Материалы дискуссии по проблеме происхождения и миграции нефти. Изд. АН УССР. Киев, 1956.

Соболев Н. Д. — Ультрабазиты Большого Кавказа. Всес. н.-и. ин-т минерал. сырья (ВИМС), 1952.

Соболев Н. Д. — Еще об ультрабазитах Большого Кавказа. Ответ А. А Каденскому и Д. П. Сердюченко. Зап. Всес. минералог. об-ва, ч. 86, № 1, 1957.

Соболев Н. Д. — Об анортоклазах в трахилипаритах Северного Кавказа. Минералог. сборн. Львовского геол. об-ва., № 11, 1957.

Соболев Н. Д. — Петрология неогеновых интрузивов Северного Кавказа. Материалы к II Всес. петрогр. совещанию, стр. 470—472. Ташкент. 1958.

Совещание сейсмологов Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2, 1956.

Соловкин А. Н. — Интрузии и интрузивные циклы Азербайджанской ССР. Изд. Азерб. фил. АН СССР, Баку, 1939.

Соловкин А. Н. — Основные черты геоморфологии Нагорного Карабаха. Тр. Конференции по геоморфологии Закавказья. Изд. АН АзССР, Баку, 1953.

Соловьев А. Д. — Дополнительные соображения к результатам повторной нивелировки по линии Махачкала — Баку. Тр. Саратовск. автомоб.-дор. ин-та, сб. 13, 1955.

Соловьев В. Ф. — Рельеф и строение Апшеронского порога. Известия АН СССР, сер. геолог., № 5, 1954.

Соловьев В. Ф. — Химический состав осадков Приапшеронского района. Докл. АН АзССР, т. XII, № 10, 1956.

Соловьев В. Ф. — Острова Наружные камни в Каспийском море, их положение в третичной моноклинали Прикаспийского района Азербайджана. Докл. АН АзССР, т. XII, № 1, стр. 855—860, 1956.

Соловьев В. Ф., Кулакова Л. С. — Геологическое строение и перспективы нефтеносности подводного склона восточного побережья южного Каспия. Тр. Ин-та геол. АН ТуркССР, 1956.

Соловьев В. Ф., Скорнякова Н. С. — Тектоническая схема подводного склона западного побережья среднего Каспия. Докл. АН СССР, 102, № 5, 1955.

Соловьев С. П. — Чегемская вулканическая область и район бассейнов рек Кестанты и Сакашиль (Северный Кавказ). Труды ЦНИГРИ, вып. 103, 1938.

Соловьев С. П. — Распределение магматических горных пород в СССР и некоторые вопросы петрологии. Госгеолиздат, 1952.

Сопко П. Ф. — Жильные породы Аллавердского района Армении. Тр. Воронежск. гос. ун-та, т. XXVII, 1954.

Сопко П. Ф. — О возрасте интрузивных пород северной Армении. Вопросы теорет. и прикл. геол., сб. 3, МГРИ, Москва, 1947.

Сорскнй А. А. — О сейсмичности района Шемахи в Закавказье. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1955.

Сорский А. А. — К истории геотектонического развития Большого Кавказа в юрское время. Сов. геология, сб. 54, 1956.

Сорский А. А., Кириллова И. В. — Некоторые новые данные по тектонике юго-восточного Кавказа (К вопросу о Баскальском покрове). Сов. геология, сб. 41, 1954.

Сорский А. А., Кириллова И. В. — К вопросу о тектоническом районировании складчатых областей. Докл. АН СССР, 100, № 2, 1955.

Старицкий Ю. Г. — О развитии Промысловой антиклинали. Докл. АН СССР, 105, № 4, 1955.

Стеклов А. А. — Неоген опорной скважины Выселки по фауне моллюсков. Тр. Всес. нефт. н.-и. геол. развед. ин-та (ВНИГРИ), вып. 6, 1955.

Степанов А. Н. — Результаты гравиметрических работ в Калмыцкой области. Труды Сев.-Кавказской конф. геологов-нефтяников, вып. VII, 1934.

Страхов Н. М. — Каспийское море. Образование осадков в современных водоемах. Изд. АН СССР, 1954.

Студеникова З. В., Глинкина М. И., Павленко Л. И. — К вопросу о распределении молибдена в интрузивных породах. Геохимия, № 2, 1957.

Студеникова З. В., Кнорре К. Г. — О возрасте гранитов Северного Кавказа. Геохимия, № 7, 1957.

Суббота М. И. — Грязевые бугры и их связь с грязевыми вулканами и нефтеносностью. Геол. нефти, № 2, 1957.

Суворов А. И. — Некоторые признаки подземных разломов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1955.

Сузин А. В. — Остракоды третичных отложений северного Предкавказья. Гостоптехиздат, 1956.

Сулейманов Д. М. — К вопросу о нефтеносности Каспийской впадины. В сб.: Пути изучения гидрометеорол. режима и освоения акваторий нефт. промыслов Каспийск. моря. Изд. Азерб. ун-та, Баку, 1956.

Сулейманов Д. М., Жило П. В. — К вопросу о современных движениях земной коры в области Каспийского моря. Докл. АН АзССР, т. X, № 4, 1954.

Сулейманов С. М. — О роли глубинной тектоники в формировании магматических масс в центральной и северо-восточной частях Малого Кавказа. Уч. зап. Азерб. ун-та, № 9, 1956.

Сулейманов С. М. — Основные черты геологического строения и металло-

генин северо-восточной части Малого Кавказа. Уч. зап. Азерб. ун-та, № 4, 1957.

Сулейманов С. М., Байрамалибейли Э. Г. — О магнетитовых туфопесчаниках северо-восточных склонов Малого Кавказа. Уч. зап. Азерб. ун-та, № 11, 1955.

Султанова З. З. — Изучение сейсмичности территории Азербайджанской ССР. Автореф. дисс. канд. физ.-матем. наук. Геофиз. ин-т АН СССР, Москва, 1956.

Султанов А. Д. — Состояние изученности вопроса об осадочных породах и связанных с ними полезных ископаемых Азербайджана и дальнейшие задачи в этой области. Тр. Азерб. ун-та, № 2, 1954.

Султанов А. Д. — К литологии меловых отложений юго-восточного погружения Большого Кавказа. Докл. АН АзССР, т. XII, № 4, 1956.

Султанов А. Д., Тамразян Г. П. — О литолого-стратиграфическом обосновании ритмического строения продуктивной толщи Апшеронской нефтеносной области. Докл. АН АзССР, т. XII, № 9, 1956.

Султанов К. М. — Апшеронский ярус Азербайджана. Автореф. дисс. докт. геол.-минералог. наук. Ин-т геол. АН АзССР, Баку, 1956.

Султанов Р. Г. — О денудационных поверхностях на южном склоне Большого Кавказа. Уч. зап. Азерб. ун-та, № 7, 1955.

Султанов Р. Г. — О характере сопряжения границы южного склона Большого Кавказа с примыкающей Алазано-Автаранской подгорной долиной в Азербайджане. Докл. АН АзССР, т. XI, № 9, 1955.

Султанов Р. Г. — История геологического развития района Бакинского архипелага в плиоцене и постплиоцене. Уч. зап. Азерб. ун-та, № 9, 1956.

Султанов Р. Г., Керимов А. Д. — Дациты и андезиты в Белоканском районе Азербайджана. Уч. зап. Азерб. ун-та, № 12, 1956.

Сумин Н. Г. — О ломонтите из Дашкестана. Тр. Минераал. музея АН СССР, вып. 7, 1955.

Сухарев Г. М. — К вопросу о происхождении подземных вод мезозойских отложений восточного Предкавказья и Нижнего Поволжья. Тр. Грозненск. нефт. ин-та, № 16, 1955.

Табасаранский З. А. — Геологическое строение и условия формирования нефтяных и газовых залежей Ильско-Холмского района. Тр. Моск. нефт. ин-та, вып. 14, 1955.

Тамразян Г. П. — О стратиграфическом объеме продуктивной толщи Апшерона. Докл. АН АзССР, т. IX, № 6, 1953.

Тамразян Г. П. — К вопросу о Среднекаспийской суше. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXXI, вып 1. 1956.

Тамразян Г. П. — Бороносность продуктивной толщи Апшеронского полуострова. Геол. нефти, № 12, 1957.

Тамразян Г. П. — Разрушительные землетрясения Закавказья и фазы Луны. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 12, 1957.

Татевосян Т. Ш. — К петрографии третичных эффузивных образований

северных склонов Баргушатского хребта в Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, сер. физ.-матем. естеств. и техн. наук, т. VIII, № 6, 1955.

Татевосян Т. Ш. — К петрографии андезито-базальтов Ераблурского плато (АрмССР). Изв. АН АрмССР, сер. физ.-матем., естеств. и техн наук, т. IX, № 8, 1956.

Татевосян Т. Ш. — О находке оливинового габбро и граногаббро на Баргушатском хребте (Армения). Научн. тр. Ереванск. ун-та, т. 59, сер геол. наук, вып. 3, 1957.

Татришвили Н. Ф. — Магматическая деятельность в Грузии в допалеозое и палеозое. Тбилиси, 1948.

Тахтаджян А. Л. — Ископаемая флора с рудной площади Агарака в Мегринском районе Армянской ССР. Ботан. журн., т. 41, № 5, 1956.

Твалчрелидзе А. А. — Бентонитовые глины Грузинской ССР и ближайшие задачи их освоения. В сб.: Бентонитовые глины Грузин, Изд АН ГрузССР, Тбилиси, 1953.

Твалчрелидзе Г. А. — Металлогенические эпохи Кавказа. Сов. геология, сб. 59, 1957.

Твалчрелидзе Г. А. — Совещание по металлогении Кавказа. Сов. геология, сб. 61, 1957.

Твалчрелидзе Г. А. — О колчеданном оруденении Кавказа. Записки Всес. минералог. об-ва, ч. 87, № 2, 1958.

Темин Л. С. — Фациальные особенности и условия газонефтеносности палеоцена и нижнего эоцена Ставрополья. Газ. промышл., № 12, 1956.

Темин Л. С. — Тектоника Ставрополья. Тр. Всес. н.-и. ин-та природн. газов, вып. 4(12), 1958.

Тер-Степанян Г. И. — Цели и возможности наблюдений за движением оползней. В сб.: Вопр. геол. и гидрогеол. АрмССР, Ереван, 1956.

Тихомиров В. В. — Малый Кавказ в верхнемеловое время (основные типы отложений и условия их образования). Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 123, геол. серия № 44, 1950.

Тищенко В. Г. — Вопросы сейсмостойкого строительства (Совещание в Ереване). Вестн. АН СССР, № 2, 1955.

Труды конференции по вопросам региональной геологии Закавказья (ноябрь 1951). Изд. АН АзССР, Баку, 1952.

Туголесов Д. А. — О причинах трансгрессий и регрессий Каспийского моря. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 6, 1948.

Туманская О. Г. — К стратиграфии верхнепалеозойских отложений Нахичеванской АССР. Докл. АН СССР, 99, № 3, стр. 541—542, 1949.

Туфолавы — Редактор Пнйп Б. И. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 14, 1957.

Узнадзе М. Д. — Сарматская флора Грузии. Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР, т. IX (XIV), 1955.

Ульянов А. В. — Геологическая история западной Грузии в третичное время. Институт нефти. Изд. АН СССР, Москва, 1954.

Усков М. В. — Геотектоническое развитие западного Предкавказья в мезо-кайнозое. Автореф. дисс. канд. геол.-минералог. наук. Ростовск. н/Д ун-т, 1956.

Фаворская М. А. — К вопросу о механизме образования некоторых туфолав. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 14, 1957.

Федоров П. В. — Четвертичная история Каспийского моря. Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. АН СССР. Институт океанологии, Москва, 1952.

Федоров П. В. — Каспийские четвертичные моллюски рода *Didacna Eichwald* и их стратиграфическое значение. Сб.: Стратиграфия четв. отл. и новейшая тектоника Прикасп. низменности, стр. 112—120. Инст. географии АН СССР, Москва, 1953.

Федоров П. В. — О некоторых вопросах четвертичной истории Каспийского и Черного морей. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXIX, вып. 5, 1954.

Федоров П. В. — О расчленении четвертичных каспийских отложений. Докл. АН СССР, 110, № 6, 1956.

Федорович Б. А. — Происхождение Бэровских бугров Прикаспия. Изв АН СССР, серия географ. и геофиз., № 1, 1941.

Федынский В. В. — Аномалии силы тяжести в Азербайджане. Труды треста «Азнефтеразведки». АзОНТИ, 1937.

Фомичев М. М. — Новые термальные минеральные воды в районе Сухуми. Вопр. курортол., физиотерапии и лечебн. физ. культуры, № 5, 1957.

Фотеева Н. И. — Рельеф восточного Дагестана. Автореф. дисс. канд. геогр. наук. Ин-т географии АН СССР, Москва, 1954.

Фотеева Н. И. — К вопросу о новейших тектонических движениях в связи с данными повторных нивелировок на западном побережье Каспия. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 65, 1955.

Фотиади Э. Э. — Некоторые выводы из общей гравитационной съемки области Прикаспийской депрессии. Нефтяное хоз-во, № 12, 1937.

Фотиади Э. Э. — О крупных элементах тектоники юго-востока Европейской части СССР. Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-разв. ин-та (ВНИГРИ), вып. 96, 1956.

Фюрон Р. — Введение в геологию и гидрогеологию Турции. Изд. Иностр литерат., Москва, 1955.

Хавесон Я. И. — Дикий одногорбый верблюд из отложений озера Севан (Армения). Докл. АН СССР, 98, № 3, 1954.

Хаин В. Е. — Основные закономерности развития геосинклиналей (на примере Кавказа). Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1948.

Хаин В. Е. — Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. Сов геол., сб. 39, 1949.

Хаин В. Е. — Краткий геологический очерк эпицентральной зоны Шемахинских землетрясений. Изв. АН АзССР, № 7, 1953.

Хаин В. Е. — Тектонические проблемы Каспийской впадины. Бюлл. Моск об-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXIX, вып. 2, 1954.

Хаин В. Е., Ахмедов Г. А. — Геологическое строение Азербайджанской ССР по материалам опорного бурения. Баку, 1957.

Хаин В. Е., Гроссгейм В. А. — Морские и речные террасы и древние поверхности выравнивания юго-восточного Кавказа. Изв. АН АзССР, № 1, 1953.

Хаин В. Е., Жабрев И. П. — Роль диапировых явлений в тектонике юго-восточного Кавказа. Тр. Ин-та геологии АН АзССР, 1954.

Хаин В. Е., Леонтьев Л. Н. — Основные этапы геотектонического развития Кавказа. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., вып. 3 и 4, Москва, 1950.

Хаин В. Е., Шарданов А. Н., Касимова Н. М. — К стратиграфии средней юры юго-восточного Кавказа. Докл. АН СССР, 100, № 5, 1955.

Хаин В. Е., Шарданов А. Н., Соловьев В. Ф., Григорянц Б. В. — Тектоническое положение Апшеронского полуострова в системе Большого Кавказа (по новым материалам). Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1955.

Халафова Р. А. — Верхнемеловые отложения в Мардакертском районе Азербайджана. Тр. Азерб. индустр. ин-та, № 7, 1954.

Халафова Р. А. — Нижнетуронские отложения Нахичеванской АССР. Тр. Азерб. индустр. ин-та, № 15, 1956.

Халилов А. Г. — Нижнемеловые отложения Азербайджанской части Малого Кавказа. Автореф. дисс. докт. геол.-минералог. наук. Ин-т геол. АН АзССР, Баку, 1955.

Халилов А. Г. — О присутствии альбских отложений в бассейне р. Базарчай (Малый Кавказ). Докл. АН АзССР, т. XII, № 11, стр. 837—840. 1956.

Халилов А. Г. — Об альбских отложениях Инджа-Тертерского водораздела (Малый Кавказ). Докл. АН АзССР, т. XIII, № 3, 1957.

Халилов Д. М. — Микрофауна и стратиграфия палеогеновых отложений Азербайджана. Автореф. дисс. докт. геол.-минералог. наук. АН АзССР, Ин-т. геологии, Баку, 1957.

Халилов Д. М., Таиров Ч. А. — Микрофауна туронских отложений площадей Астраханка и Гядысу северо-восточного Азербайджана. Докл. АН АзССР, т. X, № 4, 1954.

Халилова Т. А. — О минералогическом составе и типах руд железомарганцевых месторождений Ханларского района. Изв. АН АзССР, № 12, 1953.

Халифазаде Ч. М. — К петрографии глин юры северо-восточного Азербайджана. Докл. АН АзССР, т. IX, № 8, 1953.

Ханин А. А. — О генезисе и распространении песчаных осадков в хадумском горизонте центрального Предкавказья. Новости нефт. техн. Геология, № 1, 1956.

Харитонов П. Е. — Основные черты геоструктуры Эмбенской соляноку-польной области. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. XLVI, 1955.

Хачатурян Э. А. — К минералогии серноколчеданных руд Танзутского и

Чибухлинского месторождений Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, т. X, № 3, 1957.

Хачатурян Э. А. — К геохимии руд колчеданной формации северной Армении. Изв. АН АрмССР, т. X, сер. геол. и геогр. наук, № 4, 1957.

Хильтов Ю. Н. — Геология и петрология Архызского интрузивного комплекса (Северный Кавказ). Автореф. дисс. канд. геол.-минералог. наук. Геол. музей АН СССР. Ленинград, 1955.

Химшиашвили Н. Г. — Верхнекорская фауна Грузии *Cephalopoda* и *Lamellibranchiata*. Изд. АН ГрузССР, Тбилиси, 1957.

Цагарели А. Л. — Верхний мел Грузии. Инст. геол. и минерал. АН ГрузССР. Монография № 5. Изд. АН ГрузССР, Тбилиси, 1954.

Цагарели А. Л. — К вопросу о происхождении главной денудационной поверхности северо-западного Кавказа. Тр. Тбилисск. гос. ун-та, 58. 1956.

Цамерян П. П. — Особенности алунитовой толщи Заглика. Сборник научных трудов Ереванск. политехн. ин-та, № 13, 1956.

Цатуров А. И. — Перспективы нефтеносности нижнечокракских слоев Терско-Дагестанской нефтегазоносной области. Геол. нефти, № 1, 1957.

Церетели Д. В. — К палеогеографии и истории развития рельефа Алазанской долины в четвертичном периоде. Сообщ. АН ГрузССР, т. XV, № 7, 1954.

Церетели Д. В. — Современные ледники, признаки древнего оледенения, и речные террасы Тушетии (Грузинской ССР). Тр. Ин-та геогр. АН ГрузССР, № 6, 1955.

Цибовский Н. И. — Палеозой центрального Предкавказья. Матер. по геол. Европ. террит. СССР. Всес. н.-и. геол. ин-т (ВСЕГЕИ), сборник статей, вып. 14, Госгеолиздат, 1956.

Цхакая А. Д. — Очерк развития сейсмологии в Грузии (50 лет Тбилисской центральной сейсмической станции), 1950.

Цхакая А. Д. — К вопросу сейсмичности Ахалкалакского нагорья. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1956.

Цхакая А. Д. — Сейсмическая активность и работа сейсмических станций Кавказа за 1954—1955 гг. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 6, 1957.

Цхакая А. Д. — Гегечкорские землетрясения в январе 1957 г. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 8, 1957.

Челидзе Г. Ф. — К стратиграфии верхней части среднего миоцена окрестностей гор. Рустави. Сообщ. АН ГрузССР, т. XV, № 2, 1954.

Чихачев С. М. — Перспективы нефтеносности Азовской впадины (Нефтеносные отмели в Азовском море). Геол. Нефти, № 5, 1957.

Чихелидзе С. С. — Доюрские формации Грузии. Тр. геол. инст. АН ГрузССР, сер. минерал. и петрогр., т. I, 1948.

Чистякова А. А. — Геоморфологические признаки новейших движений в северной части Ногайской степи. Вестн. Моск. ун-та, сер. биол., почвовед., геол., геогр., № 2, 1956.

Чичуа Т. Е. — Состояние гидрогеологической изученности и эксплуатации питьевых минеральных вод в Грузинской ССР. Сб. тр. Гос. н.-и. ин-та курортол. и физиотерапии, 1955.

Чубинидзе Ш. Р. — К вопросу выявления гидротермальных ресурсов и природного газа в районе гор. Тбилиси. Тр. Груз. политехн. ин-та, № 3 (44), 1956.

Чхенкели Ш. М., Торозова Л. И. — Радиоактивность пресных и минеральных вод Абхазской АССР. Тр. Ин-та геофиз. АН ГрузССР, т. XV, 1956.

Шагоянц С. А. — Терско-Кумский артезианский бассейн. АН СССР, Труды лаборатории гидрогеологических проблем, т. II, Москва, 1949.

Шагоянц С. А. — Палеогидрогеологическая схема формирования подземных вод Северного Кавказа. АН СССР, Труды лаборатории гидрогеологических проблем, т. VI, 1950.

Шагоянц С. А. — О задачах Северо-Кавказской государственной гидрогеологической станции. Разведка и охрана недр, № 10, 1957.

Шайхет П. А., Сахновская Н. Д. — Некоторые данные по геохимическому исследованию грунтов Каспийского моря. Тр. Азерб. н.-и. ин-та по добыче нефти, вып. 4, 1956.

Шамрай И. А. — Минералогический состав лессовидных пород Нижнего Дона и северного Предкавказья как показатель эолового происхождения. Уч. зап. Ростовск. н/Д ун-та, 33, вып. 6, 1955.

Шарданов А. Н. — История геологического развития Куринской впадины в неогене и антропогене. Изд. АН АзССР, Баку, 1952.

Шарданов А. Н., Молчанов М. Ф. — Астраханский тектонический покров на юго-восточном Кавказе. Изв. АН АзССР, № 11, 1954.

Шарданов А. Н., Григорьянц Б. В., Мурадян В. М. — Новые данные о внутрипалеогеновых перерывах и несогласиях на юго-восточном Кавказе. Изв. АН АзССР, № 9, 1955.

Шатский Н. С. — Происхождение Донецкого бассейна. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геологии, т. XV (4), 1937.

Шатский Н. С. — Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1946.

Шатский Н. С. — О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ). Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1948.

Шахсуваров Т. С. — Геологическое строение, история развития и нефтеносность Пирсагат-Хамамдагской антиклинальной зоны. Автореф. дисс. канд. геол.-минералог. наук. Азерб. ун-т, Баку, 1957.

Шварц Л. Я. — Расчленение и корреляция разрезов продуктивных толщ Прибалханского района и Апшеронского полуострова. Новости нефт. техн. Геология, № 3, 1957.

Шейдаева Х. М. — Остракоды понтического яруса восточного Азербайджана. Автореф. дисс. канд. геол.-минералог. наук. Ин-т геологии АН АзССР. Баку, 1954.

Шейдаева Х. М. — О фауне остракод бакинского яруса горы Бакинский ярус (Апшерон). Докл. АН АзССР, т. XIII, № 12, 1957.

Шерстюков Н. М. — Описание остатков ископаемых слонов, найденных в Грозненской области. Тр. Естеств.-истор. музея АН АзССР, вып. VIII, 1954.

Шилкина И. А. — Ископаемые древесины Годердзского перевала и их значение для истории флоры Кавказа. Автореф. дисс. канд. биол. наук. Ботанический институт АН СССР, Ленинград, 1954.

Ширинян К. Г. — Химические особенности четвертичных вулканических туфов и туфолав. Изв. АН АрмССР, сер. физ.-матем., естеств. и техн. наук, ч. IX, № 8, 1956.

Ширинян К. Г. — Стратиграфическое расчленение четвертичной туфо-туфолавой толщи области г. Арагац. В сб.: Вопр. геол. и гидрогеол. АрмССР, Ереван, 1956.

Ширинян К. Г. — Новые данные о центрах извержений четвертичных туфов и туфолав Армении. Докл. АН АрмССР, т. XXIV, № 2, 1957.

Шихалибейли Э. Ш. — История геологического развития и формирования современного рельефа зоны южного склона в нагорном Азербайджане. Тр. Ин-та геол. АН АзССР, т. XVIII, 1956.

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

Шихалибейли Э. Ш., Корнев Г. П., Байрамалибейли Э. Т. — Геологическое строение северо-восточного склона Нузгерского плато. Изв. АН АзССР, № 8, стр. 25—34. 1955.

Шлямин Б. — По поводу статьи О. К. Леонтьева и П. В. Федорова — К истории Каспийского моря в поздне- и послехвалынское время. Изв. АН СССР, сер. географ., № 4, 1954.

Шнитников А. В. — Ритм Каспия в поствюрме. Докл. АН СССР, 94, № 4, 1954.

Штернберг А. А. — О ритмичности осадконакопления нижнеюрских отложений Дагестана. Докл. АН СССР, 100, № 6, 1955.

Шульц С. С., Брунс Е. П. — Структурно-фациальный анализ отдельных конседиментационных складок. Вопросы геологии Азии, т. 2. Изд. АН СССР, Москва, 1955.

Шульц С. С., Можаев Б. Н. — Опыт изучения тектонического строения морского дна Северного Каспия и его побережий по данным аэрогеологических исследований. Тр. Лабор. аэрометодов АН СССР, т. V, 1956.

Шуцкая Е. К. — Расчленение кубанского и эльбурганского горизонтов Северного Кавказа по глобигеринам. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXVIII, вып. 4, стр. 71—80, 1953.

Шуцкая Е. К. — Стратиграфия нижних горизонтов палеогена центрального Предкавказья по фораминиферам. Тр. ин-та геол. наук АН СССР, вып. 164, геол. серия, № 71, 1956.

Шуцкая Е. К., Темин Л. С. — Мезозойские и нижнепалеогеновые отложения Ставрополья. Новости нефт. техники. Геология, № 2, 1956.

Щербина В. Н. — К вопросу об историко-геологических условиях формирования гипсоносных отложений. Тр. Ин-та геологии Киргизского фил. АН СССР, № 4, 1953.

Щерик Е. А. — Геологическое строение платформенной части Кубано-Черноморской нефтеносной области и условия ее развития. Тр. Акад. нефт. промышл., вып. 2, 1955.

Щерик Е. А. — Новый газоносный район западного Предкавказья. Геол. нефти, № 2, 1957.

Щукин И. С. — Очерки по геоморфологии Кавказа, ч. 1. Большой Кавказ. Тр. научн. исслед. ин-та географии 1-го МГУ, вып. 2, 1926.

Эберзин А. Г. — Взаимоотношения плиоценовых фаун пластинчатожаберных моллюсков Эвксина и Каспия. Докл. АН СССР, 110, № 2, 1955.

Эвентов Я. С. — Распространение и характер осадков верхнего плиоцена в северном и северо-западном Прикаспии. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, т. XXIV, вып. 5, 1949.

Эвентов Я. С. — К вопросу о геотектонической структуре северного Прикаспия. Тр. Моск. фил. Всес. нефт. н.-и. геол.-разв. ин-та (ВНИГРИ), вып. 11, 1951.

Эвентов Я. С. — Юрские отложения гор. Астрахани. Докл. АН СССР, нов. сер., 86, № 2, 1952.

Эвентов Я. С. — Перспективы нефтегазоносности западной части Прикаспийской впадины. Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-разв. ин-та (ВНИГРИ), вып. 111, 1957.

Эвентов Я. С., Бояринова Л. А. — Юрские отложения западной части Прикаспийской впадины. Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-разв. ин-та, (ВНИГРИ), вып. 5, 1955.

Эвентов Я. С., Шевелева В. С. — Меловые отложения гор. Астрахани. Докл. АН СССР, нов. сер., 86, № 4, 1952.

Эристави М. С. — Грузинская глыба в нижнемеловое время. Тр. Геол. ин-та АН СССР, сер. геол., т. VI (XI), 1952.

Эристави М. С. — Нижнемеловая фауна Грузии. Ин-т геол. и минералогии АН ГрузССР. Монографии, № 6, Изд. АН ГрузССР, Тбилиси, 1955.

Эристави М. С., Егоян В. Л. — Новые данные по стратиграфии нижнемеловых отложений Армянской ССР. Докл. АН АрмССР, т. XX, № 3, 1955.

Эйнор О. Л. — К стратиграфии перми Закавказья. Докл. АН СССР, 28, № 5, стр. 997—999, 1951.

Эйнор О. Л. — Визейский ярус Армении. Докл. АН СССР, 28, № 6, стр. 1195—1197, 1951.

Яковлев С. А. — Артезианские воды гор. Краснодара. Труды Совета по обследов. и изуч. Кубанского края, т. IX, вып. 1, 1922.

Яковлев С. А. — История Черного моря в связи с климатическими колебаниями четвертичного периода. Изд. ВСЕГЕИ, 1955.

Якубов Т. Ф. — Происхождение бэровских бугров в Прикаспийской низменности. Труды Инст. географии АН СССР, вып. 51. Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР, № 6, 1952.

Яншин А. Л. — Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу. Сб. Памяти акад. А. Д. Архангельского, АН СССР, 1951.

Яншин А. Л. — О погружении к югу Уральской складчатой системы и тектонической природе Южноэмбенского поднятия. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., вып. 5, 1955.

Ясенева М. А. — Палеозойские отложения района Джанай. Докл. АН СССР, 110, № 6, 1956.

Arni P. — Über die tektonische Grundzüge Ostanatoliens und benachbarte Gebiete. „Meteae" Veröff, Inst. Lagerstätten Forschungen der Türkei. Serie B., Abh. № 4. Ankara, 1939. Ref. Leuchs: N. Jb., III, H. 2. SS. 251—253, 1940.

Bonnet P. et Bonnet, M-me N. — Description geologique de la Transcaucasie meridionale (Chaine de l'Araxe moyen). Paris, Soc. geol. de France, (Memoires de la Soc. geol. de France. Nouvelle serie, t. 25. № 53), 1947.

Furon R. — Geologie du Plateau Iranien. Mem. Mus. Sc. Nat., t. VII, fasc. 53, 1941.

Lahn Ervin — Note sur la géologie de l'Anatolie Orientale. Eclogae geologicae Helvetiae, vol. 44. № 2, pp. 307—314, 1951.

Lahn Ervin — L'âge de la formation gypsifere en Anatolie (Turquie). Compt. rend. Soc. geol. France, № 1—2, 1957.

Mitura Feliks. — Metodyi kierunki badan inoceramow. Prace inst. naftow, A, № 52, 1957. (Митура. Методы и направления исследования иноцерамов).

Nowak E. — Kreide—Entwicklung und Grosstektonik in Nord-Anatolien. Centr. Blatt für Miner., G. u. P., № 6, 1932.

Parejas Ed. — La tectonique transversale de la Turquie. Publications de l'Institut de Geologie de l'Universite d'Istanbul. N. S. № 8, pp. 135—244. December, 1940.

Pinar Nurige, Lahn Ervin — Nouvelles considérations sur la tectonique de l'Anatolie (Turquie, Asie Mineure). Bull. Soc. geol. France, 5. № 1—3. 1955.

Schroeder I. W. — Essai sur la structure de l'Iran. Ecl. Geol. Helv., vol. 37, I, 1944.

Stchepinsky V. — Note sur la stratigraphie generale de la Turquie. Bull. Soc. geol. France, 4—5—6, 1946.

Tromp S. W. — Main structural units of the Anatolian orogenic belt. Journ Geol., 4, 1947.

Более подробные списки старой литературы приведены в IX и X томах Геологии СССР и в сводке К. Н. Паффенгольца (1948) по Малому Кавказу.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 7

I. **Введение** 11

Географическое положение и картографический материал —
Орографический очерк 12
Краткая история геологических исследований 21

II. **Стратиграфия** 28

Докембрий . . . . . —
Палеозой 35

Кембрий 36
Силур 38
Девон . . . . . —
Карбон 42
Пермь. К. Н. Паффенгольц и К. В. Миклухо-Маклай . 48

Мезозой 53

Триас . . . . . —
Юра 56
Нижняя юра . . . . . —
Средняя юра 66
Верхняя юра 72

Мел 80

Нижнемеловые отложения . . . . . —
Верхнемеловые отложения 97

Кайнозой 114

Палеоген . . . . . —
Неоген 151

Постплиоцен 174

Четвертичный вулканизм 199

III. Интрузивные породы 205
(Комплексы пород, их типы и возраст). К. Н. Паффенгольц и Г. М. Ефремов.

Докембрий . . . . . —
Нижний палеозой 207
Верхний палеозой 213
Мезозой 215
Кайнозой 219

IV. Геологический очерк Азово-Кубанской впадины и возвышенности ергеней. Г. Н. Родзянко 231

Стратиграфия

1. Допалеозой 232
2. Палеозой 235
3. Мезозой 238
4. Кайнозой 242
Третичные отложения . . . . . —
5. Постплиоцен 283
Тектоника 289

V. Тектоника 307

Структурно-тектоническое районирование Кавказа. К. Н. Паффенгольц и П. Д. Гамкрелидзе . . . . . —

I. Ергенинское плато 309
II. Предкавказье 312
III. Большой Кавказ 321
IV. Рионо-Куринская депрессия 344
V. Малый Кавказ 355
VI. Депрессия среднего течения р. Аракс 371

Орогенические фазы, структуры, история геологического развития. К. Н. Паффенгольц и Г. М. Ефремов 377

1. Докембрийская эра 379
2. Кембрийский и ордовикский периоды . . . . . —
3. Силурийский период 380
4. Девонский период . . . . . —
5. Нижнекарбоновая эпоха 381
6. Средне-и верхнекарбоновая эпохи 382
7. Пермский период. При участии К. В. Миклухо-Маклай —
8. Триасовый период 385
9. Нижне-и среднеюрская эпохи 388
10. Верхнеюрская эпоха 391
11. Меловой период 392

12. Третичный период 393
13. Четвертичный период 402
VI. О металлогении Кавказа 407
VII. Геоморфологическое районирование и вопросы геоморфологии Кавказа. И. Н. Сафронов и К. Н. Паффенгольц (в части Закавказья) 411
1. Схема геоморфологического районирования Кавказа . . —
2. О ярусах рельефа 416
3. О возрасте рельефа 421
4. О новейших тектонических движениях 424
5. О формировании гидрографической сети 427
VIII. Сведения об опорных, структурных и других глубоких скважинах Предкавказья (таблицы). А. Я. Дубинский . . . 430
Заключение 441
Литература 444



Константин Николаевич Паффенгольц

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК КАВКАЗА

Ответственный редактор Р. А. АРАКЕЛЯН
Редактор издательства Р. А. ШТИБЕН
Художественное оформление Л. САЛОЯН
Техн. редактор М. А. МИНАСЯН
Корректор Д. А. ИСРАЕЛЯН

ВФ 01934 РИСО 477 Изд. 1544 Заказ 200 Тираж 3000

Сдано в производство 30/IV 1958 г. Подписано к печати 30/III 1959 г.
Формат бумаги 60×92 1/16. Печ. листов 31 3/4 + 6 вкл., уч.—изд. листов 28.
Цена с переплетом 21 р. 60 к.

Типография Изд.-ва АН Армянской ССР, Ереван, Абовяна, 124

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
59	14 сверху	*toarsiense*	*toarciense*
93	4 сверху	Zew	Lév
98	3 снизу	*Nypacanthoplites*	*Hipacanthoplites*
118	13 сверху	*Cinnamonum*	*Cinnamomum*
166	9 снизу	матухинский	натухайский
174	1 сверху	местами	местными
188	.	пинской	инской
205	.	Интрузивные породы	III. Интрузивные породы

II
5556