АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ СРЕДИННОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
Москва—1956

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СОВЕТ ПО ИЗУЧЕНИЮ ПРОИЗВОДИТЕЛЬНЫХ СИЛ
СЕВЕРОКАВКАЗСКАЯ КОМПЛЕКСНАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

553.(С4/0.6)

ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ СРЕДИННОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

256

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
Москва — 1956

Институт геологических наук

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР

академик Э. В. БРИЦКЕ

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук

Л. Н. ЛЕОНТЬЕВ

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА

Сборник является результатом работ геологической части Кавказской (позднее Северокавказской) комплексной экспедиции Совета по изучению производительных сил Академии наук СССР, проводившей в 1939—1941 гг. и затем в 1946—1950 гг. исследования на северном склоне Большого Кавказа.

Первый раздел сборника содержит две работы: Н. А. Лебедевой «Геоморфология Лабино-Зеленчукского междуречья Северо-Западного Кавказа» и Н. В. Ренгартен и З. М. Старостиной — «Геолого-литологические исследования лейасовых отложений на северном склоне Центрального Кавказа».

Работа Н. А. Лебедевой дает детальную характеристику зональности рельефа северного склона Большого Кавказа и впервые в литературе достаточно убедительно обосновывает относительный, а в ряде случаев и абсолютный возраст выделяемых автором ступеней рельефа. Помимо регионального значения, работа представляет и существенный методический интерес; автор применил в ней новый, вполне оправдавший себя на данном примере, метод геоморфологического картирования с использованием в качестве основных элементов «поверхностей выравнивания» и «поверхностей врезания».

Работа Н. В. Ренгартен и З. М. Старостиной представляет собой тщательно выполненную литологическую, а также, где имелась возможность, и палеонтологическую характеристику нижнеюрских отложений северного склона Центрального Кавказа. Необходимо отметить, что до настоящего времени стратиграфия именно этой части разреза Северного Кавказа оставалась наименее разработанной и неясной. В этом отношении указанная работа восполняет очень существенный пробел наших знаний и имеет поэтому большое практическое значение. Новые находки фауны и удачно примененная корреляция литологических характеристик изученных авторами опорных разрезов позволили им обосновать достаточно дробное расчленение нижней юры Северного Кавказа.

Второй раздел сборника представлен большой монографией начальника экспедиции профессора С. С. Кузнецова «Геологическое строение срединной части Северного Кавказа в связи с некоторыми вопросами ее металлогении». Работа содержит интересный обзор существующих представлений о строении и истории геологического развития Большого Кавказа, разбор обоснованности принимаемой ныне стратиграфии палеозоя и магматических циклов и, наконец, изложение собственных представлений автора, обобщающих работы экспедиции. Монография заканчивается выделением основных структурных элементов исследованной

территории с характеристикой ассоциаций связанных с ними полезных ископаемых.

Следует отметить, что в некоторых случаях материал интерпретируется автором с несколько субъективных позиций, существенно отличных от представлений большинства кавказских геологов, что оговорено в тексте в соответственных редакторских примечаниях. Так, например, весьма дискуссионно утверждение С. С. Кузнецова о том, что Северный Кавказ включая зону Главного хребта является частью Русской платформы, аргументируемое двухъярусным строением этой территории; трудно согласиться и с отрицанием для Кавказа геосинклинального режима в среднем-верхнем палеозое, а отсюда и с практическим отсутствием там герцинского диастрофизма. Наконец, спорен и основной тезис автора *о том, что Большой Кавказ в ц е л о м является киммерийским сооружением.*

С. С. Кузнецов совершенно правильно привлек внимание к весьма существенному в развитии Большого Кавказа юрскому этапу, ранее почти полностью игнорировавшемуся, но, как нам кажется, сильно переоценил значение этого этапа. Надо учесть, что экспедиция вела работы на участке древнего поперечного воздымания Большого Кавказа, которое является для него, в смысле истории его развития, исключением, а не правилом. На данном, очень своеобразном участке альпийские движения, действительно, проявились слабее, чем где-либо на Большом Кавказе, почему сравнительно с ними киммерийские движения выглядят здесь весьма эффектно. Но это вряд ли оправдывает распространение указанных соотношений на весь Кавказ с той категоричностью, как это делает автор. Необходимо к тому же подчеркнуть, что главным критерием для выделения цикла диастрофизма автор принимает мощное развитие магматизма (на основании этого говорится об очень слабом проявлении герцинских движений); в то же время не приведено существенных новых данных о сколько-либо сильном развитии магматизма в юрском этапе, который принимается как решающий для всего Большого Кавказа. Одновременно *следует отметить, что последние данные по результатам определения* абсолютного возраста интрузивных пород Большого Кавказа, опубликованные Г. Д. Афанасьевым в 1955 г., говорят с одной стороны, об отсутствии там проявлений юрского (и вообще мезозойского), интрузивного магматизма и, с другой стороны, о развитии именно герцинского, верхнепалеозойского магматизма. Согласно этим данным на Главном хребте и северном склоне докембрийские интрузии отсутствуют, причем из гранитоидов только Уруштенский комплекс является каледонским, граниты же Главного хребта, равно как и так называемые северные «красные» граниты зоны Передового хребта (Даховский массив, Эшкаконский и т. д.), приходится считать герцинскими.

Дискуссионность некоторых положений не делает, конечно, менее интересным с теоретической и практической точек зрения обобщение автором с оригинальных позиций очень большого и в значительной части нового регионального материала. В смысле новизны материала необходимо особо отметить впервые сделанную расшифровку тектоники Северо-юрской депрессии.

Можно рассчитывать, что сборник найдет широкое применение среди геологов различных специальностей и поможет ориентировать съемочные и поисковые работы на изученной территории.

Л. Н. Леонтьев

Н. А. ЛЕБЕДЕВА

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ЛАБИНО-ЗЕЛЕНЧУКСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Настоящая работа является результатом геоморфологических исследований, которые проводились автором на Северо-Западном Кавказе в составе Кавказской комплексной экспедиции Совета по изучению производительных сил Академии наук СССР в 1944—1947 гг. Целью исследований было изучение рельефа северного склона Кавказа, установление основных этапов его развития в течение кайнозоя и выяснение роли новейших тектонических движений в формировании крупных элементов поверхности этого района. Помимо этого, задачей геоморфологического исследования явилось детальное описание особенностей рельефа и геоморфологическое районирование территории, предусмотренное планом сельскохозяйственной группы экспедиции, проводившей комплексное естественно-историческое районирование Северо-Западного Кавказа.

На рис. 1 представлена обзорная схема района работ геоморфологической группы экспедиции.

Основным методом работы явилось составление геоморфологических карт разных масштабов и геоморфологических профилей. Кроме обычных карт типов рельефа и геоморфологических районов, приводится карта-схема расположения основных поверхностей рельефа, составленная по методу, предложенному автором (см. стр. 14). На карту нанесены два основных типа поверхностей рельефа — поверхности выравнивания и поверхности врезания, из которых каждая формировалась при особом геоморфологическом режиме. Эти поверхности отличаются друг от друга по генезису, возрасту и морфологическому положению. Картина их расположения на северном склоне и взаимоотношения друг с другом позволили выявить ступенчато-ярусное строение рельефа северного склона и подойти к решению вопроса о происхождении ярусности, характере новейшей тектоники и возрасте рельефа изученного района.

Исследование рыхлых четвертичных образований носило ограниченный и местами рекогносцировочный характер из-за недостаточности средств и сил исполнителей в геоморфологической группе экспедиции. Сведения о строении рыхлых толщ прилегающей Кубанской равнины целиком заимствованы из литературных источников.

1. СТРОЕНИЕ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Северный склон Кавказа имеет большое расширение и поперечный перегиб, проходящий от Эльбруса к Ставропольскому поднятию и приведший к образованию Кубано-Терского водораздела.

К северо-западу от этого водораздела, отделяющего Северо-Западный Кавказ от Центрального, северный склон понижается и суживается. Район наших исследований расположен в его более восточной, еще достаточно расширенной и повышенной части, где высоты достигают 3600—3800 м (рис. 1).

Исследованная территория распадается на две естественные части — южную и северную. Южная часть, занятая высокими, сложно расчлененными хребтами с их отрогами, представляет собой горную область се-

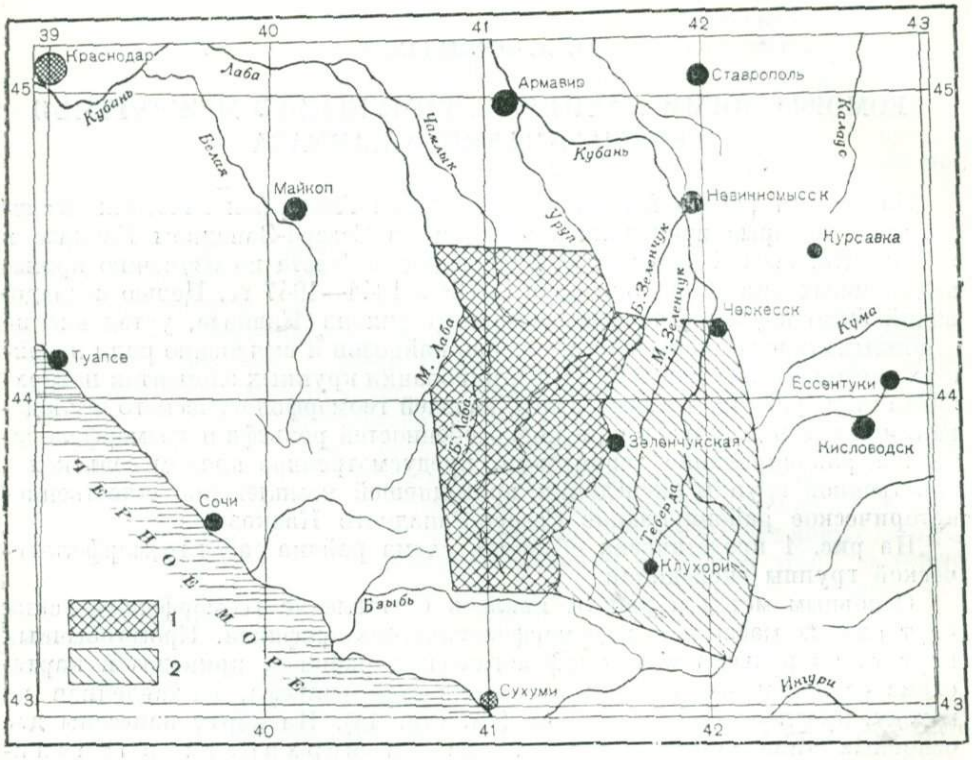

Рис. 1. Обзорная схема района работ геоморфологической группы экспедиции.
1 — район сплошной геоморфологической съемки; 2 — район маршрутных исследований.

верного склона Кавказа. В северной части лежат три параллельные куэсты, образующие предгорную область северного склона.

В плане рельеф характеризуется сочетанием продольных хребтов с поперечной речной сетью. Изученная часть северного склона образована системой пяти параллельных хребтов, вытянутых с северо-запада на юго-восток. С юга на север это Главный, Передовой, Скалистый, Пастбищный хребты и Джелтмесская гряда; они разделены продольными депрессиями, разработанными второстепенными притоками главных рек. Главные реки пересекают продольные хребты и образуют узкие ущелья. При пересечении депрессий долины расширяются и приобретают озеровидную форму.

У северных подножий Главного хребта протягивается довольно узкая межгорная депрессия, известная в геологической литературе под названием Южно-юрской, отделяющей Главный хребет от параллельного ему Передового хребта. Последний разобщен поперечными долинами рек

на отдельные крупные массивы и хорошо выражен в рельефе лишь к северо-западу от долины р. Б. Зеленчука, где он имеет от 3000 до 3200 м высоты.

У северного подножья Передового хребта располагается широкая депрессия, известная под именем Северо-юрской; она отделяет собственно горную часть северного склона от полосы куэстовых предгорий. Широкая полоса куэст разработана в осадочных породах верхнеюрского, мелового и третичного возраста, пласты которых имеют в общем пологое, моноклинальное падение к северо-востоку, не превышающее 8—9°. В этой широкой моноклинальной полосе возникли три параллельные куэстовые гряды, разделенные двумя межкуэстовыми понижениями. Высоты куэст уменьшаются к северу от 1500—2000 м до 700—900 м. Ущельями поперечных рек куэсты расчленены на обособленные массивы. К северо-западу от р. Б. Зеленчука эти массивы имеют большую ширину и вытянуты с северо-запада на юго-восток. К юго-востоку от этой реки, благодаря большей густоте гидросети, они имеют вид узких гряд, вытянутых в субмеридиональном направлении. Самой южной и высокой (третьей по счету с севера) куэстой является Скалистый хребет, достигающий в пределах района исследований высоты от 1400 до 2500 м. Вторая и третья куэсты, расположенные севернее, описаны в литературе под названием Черных гор. Вторая куэста часто называется Пастбищным хребтом; последнее название принимается и нами. Высота его в пределах района увеличивается с северо-востока на юго-восток от 1000 до 1300 м.

К северу от Пастбищного хребта, отделенная понижением, располагается самая низкая первая куэста, разработанная в породах третичного возраста. Высоты ее колеблются от 900 до 700 м; нами она именуется Джелтмесской грядой.

В поперечном профиле крупные продольные хребты северного склона имеют асимметричное строение. Как правило, их южные склоны являются крутыми и короткими, северные — пологими, длинными и сложно расчлененными. На севере полоса куэст окаймляется наклонной Прикубанской равниной, сложенной неогеновыми и четвертичными галечниковыми накоплениями. Граница равнины и предгорий четко выражена в виде уступа на северо-западе района и, постепенно расплываясь, становится неясной при движении к Кубано-Терскому водоразделу.

Южная часть равнины, примыкающая к предгорьям, довольно сильно расчленена на плосковолнистые увалы; в сторону р. Кубани рельеф становится все более простым. По долинам притоков р. Кубани равнинный рельеф языками заходит в горную часть северного склона. Продольное расчленение рельефа сохраняется не на всем пространстве северного склона с одинаковой отчетливостью.

В профиле рельеф северного склона Кавказа имеет ступенчато-ярусное строение. Ниже цепей центральной части Главного Кавказского хребта, достигающих высоты 3500—3800 м над уровнем моря, располагается широкая зона скалистых гребней (на отрогах Главного хребта и на Передовом хребте) высотой 3000 м, лишенная современного оледенения. Затем на отметках около 2500 м располагается зона сглаженных хребтов, резким уступом отделенная от платообразных возвышенностей, достигающих 2000 м над уровнем моря. Куэстовые гряды также ступенчато понижаются к северу (рис. 2). Нижние ярусы, фиксируемые в предгорьях, сложены четвертичными галечниками и суглинками. Ступени северного склона образованы поверхностями рельефа различного типа.

Как в любой горной стране, сложный рельеф Кавказа образован сочетанием множества поверхностей или плоскостей с разнообразными ук-

лонами и ориентировкой. Однако все многообразие поверхностей, образующих рельеф Кавказа, отчетливо группируется в два основных типа принципиально различного генетического и морфологического значения. Это горизонтальные или слабо наклонные поверхности выравнивания водоразделов и террасовидных ступеней и поверхности врезания, образующие горные склоны различной крутизны.

Поверхности выравнивания—это такие поверхности рельефа, которые могли образоваться на гипсометрически низких уровнях в условиях малых амплитуд колебательных движений, в областях, еще не включенных в зону поднятий[1]. Поверхности выравнивания отвечают плоским предгорным равнинам, выровненным водоразделам горных хребтов, днищам депрессий и поверхностям террас.

Поверхности врезания могли формироваться в условиях больших амплитуд колебательных движений в области, где вертикальные поднятия вызывали процессы энергичного врезания и образования крутых горных склонов различной крутизны и длины. Сочетания поверхностей обоих видов дают наиболее типичные черты рельефа Кавказа, характеризующие последовательные этапы развития геоморфологии его северных склонов. Поверхности эти формируют обширные выровненные участки на склонах и вершинах гор, повсеместно развитые, типичные для Северо-Западного Кавказа перегибы склонов, нагорные террасы и т. д.

Как поверхности врезания, так и поверхности выравнивания играют качественно равную роль в строении горного рельефа, поэтому только совместное изучение обоих типов выделяемых поверхностей может пролить свет на понимание истории формирования рельефа северного склона.

Поверхности одного и того же типа располагаются в исследованной области на разных высотах. Поверхности выравнивания развиты как в низких предгорьях, так и на высокогорных хребтах. Поверхности врезания образуют склоны куэст и склоны высокогорных хребтов и долин. Поверхности располагаются так, что образуют ряд ярусов или ступеней; причем поверхности выравнивания формируют самую ступень, а поверхности врезания — ограничивающий ее уступ. Ступени поднимаются одна над другой, повышаясь с севера на юг, по направлению к Главному хребту. Четкая ярусность северного склона Кавказа является его наиболее типичной чертой. Хорошо выделяются семь ярусов или ступеней рельефа (считая днища современных долин). Над дном долины эти ступени имеют высоты 50—100, 300—500, 700—1000, 1300 и 1500—1600 м; последняя, высшая ступень соответствует ярусу горных вершин с высотой более 3000 м над уровнем моря.

Характер ступеней меняется при движении от предгорий к центральным частям Главного хребта в связи с изменением соотношений поверхностей врезания и выравнивания, их возраста, изменением геологического строения и климата. В этом направлении увеличивается расчлененность рельефа и происходит непрерывное нарастание площади склонов за счет площади поверхностей выравнивания.

Нижние ступени представляют собой обширные выровненные поверхности, ограниченные простыми и короткими склонами. Преобладают горизонтальные или слабо наклонные поверхности выравнивания, на которых развиты рыхлые древнеаллювиальные отложения. Поверхности врезания имеют здесь подчиненное значение.

---

[1] Случаи происхождения выровненного рельефа на больших высотах не часты и не образуют обширных площадей.

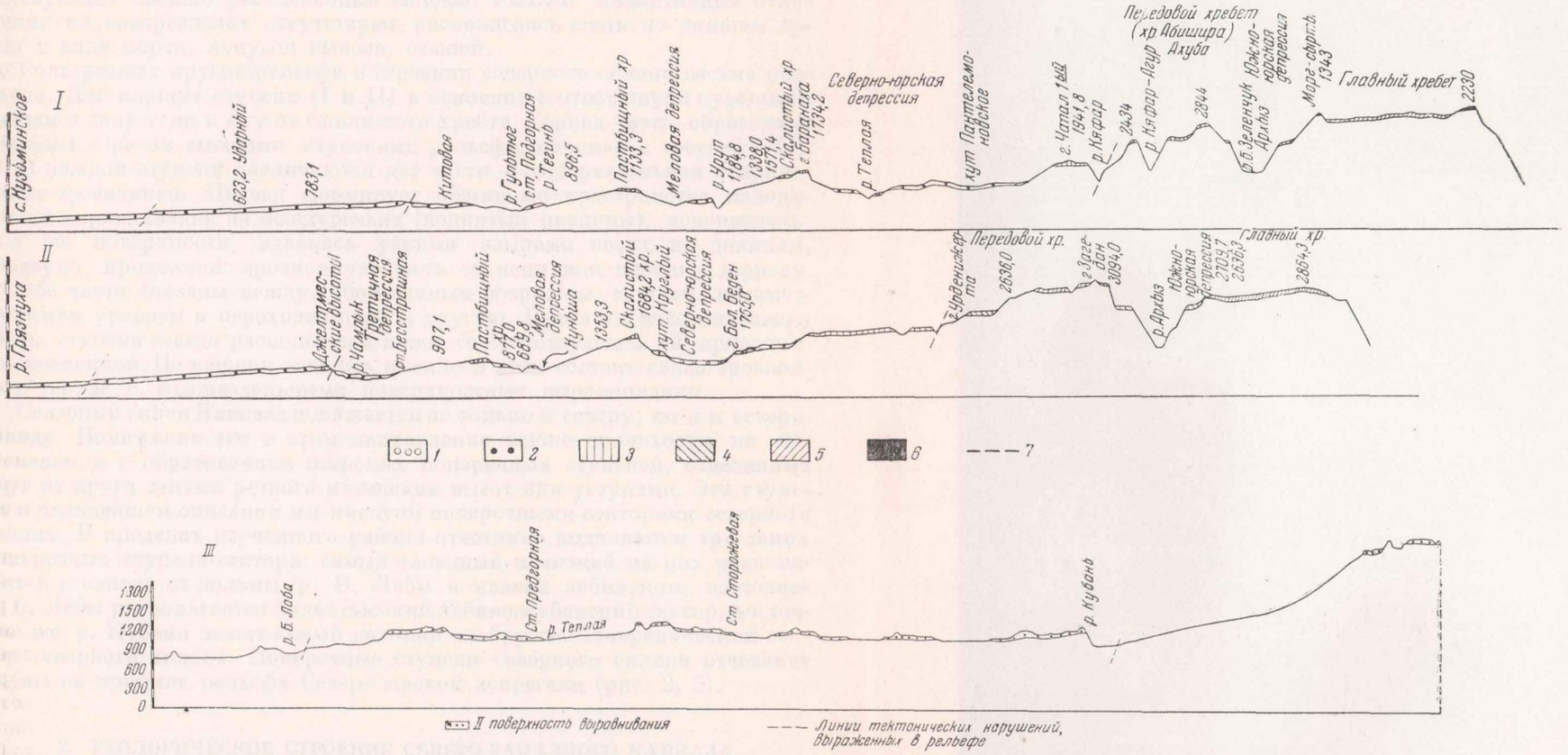

Рис. 2. Геоморфологические профили через северный склон Кавказа от Главного хребта до Кубанской равнины.

I — поперечный профиль междуречья Б. Лабы и Урупа; *II*— поперечный профиль междуречья Б. Лабы и Б. Зеленчука; *III*— продольный профиль Северно-юрской депрессии от междуречья рр. Кумы и Кубани до станицы Псебайской. *1*— I ступень; *2*— II ступень; *3*— III ступень; *4*— IIIа ступень; *5*— IV ступень; *6*— V ступень; *7*— линии тектонических нарушений, выраженных в рельефе.

Геология и полезные ископаемые

На Главном хребте расчленение склонов зашло настолько глубоко, что единство ступеней выражается лишь в строгой одновысотности гребней и вершин. Рельеф образован здесь сочетанием поверхностей врезания, образующих сложно расчлененные склоны. Рыхлые четвертичные отложения на водоразделах отсутствуют, располагаясь лишь по днищам долин в виде морен, конусов выноса, осыпей.

Роль разных ярусов рельефа в строении северного склона весьма различна. Две нижние ступени (I и II) в основном соответствуют куэстовым грядам и депрессии к югу от Скалистого хребта. Горная часть образована главным образом высшими ступенями рельефа, начиная с третьей (III).

В каждой ступени различаются две части — водораздельная и придолинно-эрозионная. Первая формирует обширные пространства поверхностей выравнивания на междуречьях (поднятые равнины), водораздельные же поверхности, вдаваясь узкими языками вверх по долинам, образуют придолинно-эрозионную часть ступени или древнюю террасу.

Обе части связаны между собой единым возрастом, единым гипсометрическим уровнем и переходят одна в другую. При этом водораздельная часть ступени всегда расположена ниже соответствующей ей придолинно-эрозионной. По нашему мнению, именно в этом состоит связь эрозионных террас с водораздельными поверхностями выравнивания.

Северный склон Кавказа понижается не только к северу, но и к северо-западу. Понижение его в этом направлении также происходит не постепенно, а с образованием широких поперечных ступеней, отделенных друг от друга зонами резкого изменения высот или уступами. Эти ступени в дальнейшем описании мы именуем поперечными секторами северного склона. В пределах изученного района отчетливо выделяются три таких поперечных ступени-сектора: самый западный и низкий из них располагается к западу от долины р. Б. Лабы и назван лабинским; восточнее р. Б. Лабы располагается более высокий лабино-кубанский сектор, восточнее же р. Кубани лежит самый высокий эльбрусско-ставропольский сектор северного склона. Поперечные ступени северного склона отчетливо видны на профиле рельефа Северо-юрской депрессии (рис. 2, 3).

2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Геологическое строение района дано в настоящей статье лишь как необходимый фон для геоморфологических характеристик, в основном по литературным данным.

В геологической истории Большого Кавказа выделяются два этапа, неравноценных по продолжительности и значению для геоморфологии. Один этап охватывает весь длительный период формирования Кавказа от докембрия до третичного периода. В течение этого времени развивались основные тектонические структуры современного Кавказа. Другой этап истории Кавказа охватывает относительно короткий, но для геоморфологии наиважнейший неогеново-четвертичный период. Кавказ переходит в «наземную», субаэральную фазу своего существования, и наряду с заканчивающимся формированием его недр происходит образование современного рельефа, не прерываемое погружениями под уровень океана. Неогеново-четвертичное развитие Кавказа является эволюцией некоторого участка суши[1]. При изучении истории развития Кавказа за это время

[1] В последней работе по истории Кавказа В. Е. Хаина и Л. Н. Леонтьева высказывается мнение, что массив суши в осевой части Кавказа возник в более раннее время (с байоса).

фациальный анализ обязательно должен быть дополнен анализом *морфологическим*.

Современное обобщенное представление о строении Кавказа является результатом многих исследований [Агалин, 1929; Андрусов, 1899, 1904, 1918; Архангельский, 1926; Белоусов $1937_{1,2}$, $1938_{1,2}$; Богданович, 1913; Варданянц, 1934; Герасимов, 1940; Громов, 1933; Кузнецов И. Г., 1933, 1940; Кузнецов С. С., 1948; Мирчинк, 1928; Москвитин, 1933; Рейнгард, 1929, 1932, 1939; Ренгартен, 1932, 1939, 1941; Робинсон, 1932, 1938; Сидеренуло, 1938; Щукин, 1926; Яковлев, 1914 и др.]. В грубой схеме Кавказ представляет сложный, веерообразный антиклинорий, возникший в юрское время и состоящий из ряда крупных складок с ядрами из древних пород. В третичное время по периферии антиклинория дважды — в эоцене и миоплиоцене — возникало кольцо складчатых структур в мезозойских и кайнозойских отложениях.

Внутренняя часть антиклинория в это время испытывала, главным образом, сводообразное поднятие, осложненное серией продольных разрывов с дифференциальными движениями заключенных между ними глыб.

Ось главного антиклинория простирается с юго-востока на северо-запад, *и шарнир его испытывает погружение в этих же направлениях*. На меридиане Эльбруса-Кисловодска и в Дагестане антиклинорий испытывает поперечные воздымания и сильно расширяется.

Наибольший приэльбрусский перегиб и расширение захватывают и территорию изучаемой части Северо-Западного Кавказа.

Тектоническое строение антиклинория чрезвычайно сложно; различные его части имеют разное строение. Осевая часть, в которую входит и изучаемая территория Северо-Западного Кавказа, характеризуется линейной или полной складчатостью, осложненной продольными разрывами. Строение антиклинория асимметрично, причем южное крыло его опрокинуто. Рассмотрим осевую часть антиклинория и его северное крыло.

Осевая часть антиклинория на Северо-Западном Кавказе слагается породами докембрия, палеозоя и нижнего мезозоя. Здесь намечаются две крупные антиклинальные структуры 2-го порядка, расходящиеся к западу от Теберды: 1) антиклинальная зона Главного хребта с кристаллическими породами докембрия, перекрытыми непосредственно сланцами нижней юры, и 2) передовая антиклинальная зона, сложенная главным образом *породами палеозоя и триаса*. *Для обеих антиклинальных зон* характерны многочисленные крутые разрывы, создающие систему горстов и грабенов. Разрывы отделяют кристаллические массивы центральной зоны от окаймляющих их сланцевых толщ. Часть разрывов является надвигами, сопряженными со складчатостью, большинство же представляет *сбросы и взбросы*.

Северное крыло антиклинория образовано юрскими, меловыми и третичными породами и характеризуется очень спокойным залеганием пластов, углы падения которых, возрастая к югу, не превышают в верхней юре 10°.

3. ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ СЕВЕРНОГО СКЛОНА И ЕЕ РОЛЬ В СТРОЕНИИ РЕЛЬЕФА

От Главного Кавказского хребта к подножию северного склона происходит смена древних, интенсивно метаморфизированных и денудационно стойких пород все более молодыми и нестойкими осадочными образованиями.

Зона Главного хребта образована выходами наиболее древних пород — докембрийскими кристаллическими сланцами и гнейсами и мощными интрузиями так называемых гранитов Главного хребта. Эта зона представляет собой тектонический выступ древнего фундамента Большого Кавказа, ограниченный с юго-запада и северо-востока зонами крупных разломов и разбитый рядом сбросов на сложную систему глыб. Эта — наиболее высоко поднятая молодыми движениями, сложенная крепкими породами, зона — обладает наиболее интенсивно и резко расчлененным рельефом.

Палеозойская зона Передового хребта образована разнообразным комплексом осадочных и метаморфических пород от нижнего палеозоя до триаса, а также кислыми и основными магматическими образованиями. Тектонически зона представляет сложно построенную антиклиналь, ограниченную с юга и севера полосами крупных тектонических разломов и разбитую разрывами на ряд продольных подзон. Рельеф гористый, резко расчлененный, с высотами 3000—3200 м (хр. Абишира-Ахуба). Выдвигание зоны Передового хребта и воздымание его над окружающими депрессиями по плоскостям разломов происходило неоднократно и повторялось по старым тектоническим линиям. Движения по этим линиям происходили и в третичный период, о чем свидетельствуют геоморфологические данные.

Разнообразные горные породы палеозойской зоны распределены с мозаичной пестротой, отражающейся в формах рельефа. Особенно большую рельефообразующую роль играют широко развитые пестроцветные толщи нижней перми, представленные двумя свитами: песчано-сланцевой и песчано-конгломератовой. Формы рельефа, приуроченные к этим свитам, резко различны. Для песчано-сланцевой свиты характерен мягкий рельеф выровненных хребтов, округлых вершин и пологих седловин. С песчано-конгломератовой свитой связан более расчлененный рельеф. Горные вершины здесь имеют обычно башнеобразные и столбообразные формы. Хребты обладают отвесными южными и более пологими северными склонами (Чилик-скала, хр. Ацгара и др.). Долины имеют характер узких ущелий с нависающими стенами.

Зона Южно-юрской депрессии разделяет докембрийский выступ Главного хребта и палеозойскую зону Передового хребта, будучи отграничена от них архызским и южнозагеданским сбросами; она сложена толщей темных нижнеюрских глинистых сланцев с прослоями песчаников, и отвечает цепи межгорных котловин. Склоны котловин в пределах развития юрских пород обладают мягко-холмистым рельефом, центральные же части котловин заняты узкими аккумулятивными террасами рр. Б. Лабы и Б. Зеленчука.

Зона юрских отложений предгорий протягивается широкой полосой к северу от Передового хребта, слагая его средневысотные отроги, так называемую Северо-юрскую депрессию и самую южную куэсту — Скалистый хребет.

Породы нижней и средней юры, представленные глинистыми сланцами и песчаниками, образуют обширную пониженную полосу Северо-юрской депрессии, отделяющую собственно горную часть северного склона от полосы куэст. Легко поддающиеся размыву сланцы обусловливают здесь развитие мягкого, холмистого и низкогорного рельефа. Резкие формы рельефа с развитием столовых вершин и обрывистых эскарпов образует лишь узкая полоса известняков верхнего аалена, однако, отметки возвышенностей этой полосы не превышают общего уровня холмов депрессии.

Карбонатные породы верхней юры перекрывают легко размываемые толщи средней и нижней юры, имеющие спокойное моноклинальное за-

легание с однообразным падением на северо-северо-восток под углом от 6 до 11—12°. Головы моноклинально падающих пластов образуют обрывистый южный эскарп Скалистого хребта, поверхность же пластов — полого наклонное плато его северного склона.

Зона меловых отложений протягивается к северу от Скалистого хребта. Нижнемеловые песчаники, мергеля, мергелистые известняки и глины развиты в депрессии между Скалистым хребтом и следующей к северу куэстой — Пастбищным хребтом. Верхнемеловые отложения, представленные главным образом карбонатными породами, слагают Пастбищный хребет.

Зона третичных отложений занимает широкую полосу низких предгорий на границе северного склона и Прикубанской равнины. В пределах района третичные отложения формируют самую северную из куэст северного склона — третичную куэсту или так называемую Джелтмесскую гряду и пологую депрессию к югу от нее.

Притоки р. Б. Лабы расчленяют северный склон Джелтмесской гряды на большое количество меридионально вытянутых плосковершинных увалов, постепенно понижающихся к северу. Южный эскарп гряды довольно крут; в его стенках обнажаются коренные третичные отложения, перекрытые четвертичными галечниками и суглинками. Наиболее древние, палеоценовые отложения представлены темнозелеными кремнистыми мергелями (так называемой эльбурганской свитой). К эоцену относится фораминиферовая толща, сложенная различными мергелями, мергельными сланцами и глинистыми песчаниками с фораминиферами. В этой толще разработана пониженная полоса мягкого холмистого рельефа депрессии к югу от Джелтмесской гряды. Олигоценовые и миоценовые отложения представлены хадумскими глинами, майкопской свитой и глинисто-мергелистыми отложениями тарханского горизонта.

Майкопская свита сланцеватых битуминозных глин, песков и песчаников слагает южные склоны Джелтмесской гряды и равнину у ее подножия. Гребень и эскарп гряды сложен спаниодонтовыми песчаниками и мшанковыми известняками караганского и чокракского горизонтов.

Судя по геологической карте и существующим описаниям, в зоне третичных отложений отсутствуют какие бы то ни было тектонические нарушения. Однако изучение геоморфологии и рыхлых отложений предгорной полосы дает право предполагать наличие в районе станиц Бесстрашной и Спокойной значительных новейших нарушений, поднявших третичную куэсту над расположенной южнее депрессией. Факты, позволяющие сделать это предположение, изложены в следующих разделах работы.

Четвертичные отложения перекрывают более древние породы на всем обширном пространстве Прикубанской равнины и узкими языками заходят вглубь гор по речным долинам, а также на водоразделы предгорной полосы. Наибольшие площади заняты аллювиальными и флювиогляциальными отложениями — галечниками, песками, глинами и суглинками. В высокогорных долинах развиты моренные отложения. На склонах и водоразделах гор широко развиты делювиальные отложения разных типов, осыпи, лавинные выносы и т. д.

На Прикубанской равнине четвертичные отложения залегают в виде обширных галечниковых полей, перекрытых горизонтом лессовидного суглинка, из-под которых породы третичного возраста почти нигде не обнажаются. В полосе куэст четвертичные образования покрывают плоские вершины и холмы межкуэстовых понижений и представлены двумя горизонтами древнего аллювия. Более древний горизонт, называемый

нами джелтмесским, состоит из сильно разрушенного, местами сцементированного в конгломерат галечника. Он занимает водоразделы северной части предгорий. Более молодой, лучше сохранившийся горизонт галечника располагается на поверхности I ступени рельефа, образующей высокую (от 50 до 100 м над уровнем рек) террасу на склонах современных долин. Наконец, по днищам речных долин залегают наиболее молодые четвертичные образования, слагающие низкие аллювиальные террасы. Более детальное описание четвертичных отложений дано в геоморфологическом разделе работы.

Наличие продольных геолого-тектонических зон, отграниченных друг от друга тектоническими нарушениями и различно приподнятых одна над другой молодыми движениями на фоне общего сводообразного поднятия Кавказа, обусловили существование основных, наиболее крупных орографических элементов северного склона — хребтов и депрессий.

Гидросеть района также формировалась под воздействием как общего сводообразного поднятия, так и наличия продольной геологической зональности. Сочетание этих факторов обусловило существование характерной коленчатой гидросети района.

4. СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРОЕНИИ И РАЗВИТИИ РЕЛЬЕФА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Несмотря на то, что о геологическом строении и развитии Кавказа имеются различные представления, все же по основным положениям здесь можно найти какую-то общую точку зрения.

Совершенно в другом состоянии находится вопрос о геоморфологии Кавказа и в особенности его северо-западной части. Среди достаточно большой литературы по данному вопросу едва ли можно найти два одинаковых суждения. Очень вероятно, что это объясняется, с одной стороны, отсутствием геоморфологических крупномасштабных карт Кавказа, и, с другой,— преимущественным вниманием исследователей к четвертичному периоду и пренебрежением к изучению более древних эпох развития рельефа.

Основными исследователями геоморфологии Северо-Западного Кавказа являются: И. С. Щукин (1926 г.), который изучал верховья Кубани и в своей сводке дал теорию образования рельефа куэстовой полосы и формирования консеквентных рек в связи со сводообразным поднятием Кавказа; Н. Н. Соколов (1930 г.), исследовавший куэстовую полосу в бассейне рр. Б. Зеленчука и М. Зеленчука и описавший водоразделы и речные долины, определив этот район как предгорную лестницу с несколькими денудационными плоскими поверхностями; А. Л. Рейнгард (1915 г.) и Г. Ф. Мирчинк (1928 г.), давшие анализ морфологии долин рр. Кубани и Теберды и построившие на этом примере схему истории развития рельефа обеих долин в течение четвертичного и конца третичного периодов; кроме того, А. Л. Рейнгард исследовал бассейны рр. Б. Зеленчука и М. Зеленчука, описав строение их высокогорных водоразделов, где он выделил ряд высоких поверхностей денудации и высказал предположение о возрасте последних; Л. А. Варданянц (1933 г.), на основании данных А. Л. Рейнгарда и Г. Ф. Мирчинка сделавший обобщение по району Теберды — Кубани.

Существующие воззрения на происхождение рельефа можно разделить на две группы.

Первая группа исследователей рассматривает современный рельеф Кавказа (в частности, Северо-Западного Кавказа) как результат исклю-

чительно воздействия процессов, происходивших в течение четвертичного периода, и возраст всех элементов рельефа определяет как четвертичный. Современный рельеф (наиболее крупные черты его) эта группа исследователей склонна рассматривать как результат развития многочисленных сбросовых нарушений четвертичного времени (Л. А. Варданянц, А. Л. Рейнгард, Г. Ф. Мирчинк и др.).

В представлениях второй, немногочисленной группы история формирования рельефа Кавказа рисуется значительно более сложной; его заложение относится к третичному времени, и в современном рельефе присутствуют элементы как четвертичного, так и третичного периодов. Не отрицая значения сбросовой тектоники в развитии рельефа Кавказа, эта группа исследователей ведущее значение отводит плавному сводообразному поднятию Кавказского хребта. Наиболее ясно высказывали эту точку зрения Н. Н. Соколов (1930 г.), Н. И. Николаев (1940 г.), Н. В. Думитрашко (1937 г.). Мнение этих исследователей подтвердилось и нашими работами.

5. ПРИНЦИПЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ

В условиях малой изученности и сложного рельефа Северо-Западного Кавказа наилучшим методом исследования представлялось составление геоморфологической карты как основного и наиболее объективного документа. Одновременно с геоморфологическим картированием проводилось изучение рыхлых четвертичных отложений, а также составлялись профили рельефа долин и водоразделов. На геоморфологической карте требовалось отчетливо передать основные черты существующего рельефа и дать возможность генетически их истолковать.

Для этой цели нужно было выбрать такие элементы рельефа, которые при нанесении на карту представляли бы его типичные черты, отражая в то же время этапы его развития. Именно такими элементами являются поверхности врезания и поверхности выравнивания (карта 1). Для того чтобы подчеркнуть принципиальные различия этих поверхностей, последние показаны на карте разными типами знаков.

Выбранные условные знаки легенды позволили наиболее правдоподобно передать действительный рельеф и избежать излишней его символизации. Штриховое обозначение поверхностей врезания наглядно изображает склоны горных хребтов, а точки, клетки и сплошная черная заливка — их выровненные водоразделы и ступени.

Как уже указывалось, поверхности врезания и поверхности выравнивания располагаются на северном склоне семью ярусами (считая днища долин), возвышающимися один над другим. Поверхности отличаются друг от друга своим морфологическим положением (т. е. положением по отношению к другим ступеням рельефа), возрастом[1] и генезисом (в смысле отражения определенного типа тектонического процесса).

Каждая поверхность, занимая определенное место в рельефе, имеет более или менее значительное протяжение. Естественно поэтому, что на обширном пространстве северного склона в каждой поверхности можно различить участки различного происхождения («фации» поверхностей) с различными комплексами развивающихся на них процессов и своеобразным типом рельефа. Эти различия при картировании поверхностей нами

[1] Исключение составляют ступени III и IIIа, являющиеся одновозрастными.

были опущены с тем, чтобы ярче подчеркнуть единство отдельных участков одинаковых поверхностей, установить место последних и их роль в строении современного рельефа и подойти к реконструкции основных этапов развития северного склона. Особенности строения поверхностей выравнивания, не находящие отражения на карте, освещаются при описании рельефа и на вспомогательных рисунках.

Таким образом, на представленной схематической карте основных поверхностей рельефа Северо-Западного Кавказа проведена определенная схематизация рельефа; карту следует рассматривать как первый этап геоморфологического картирования и основу для более детальных картографических работ. Однако для дальнейшего изучения геоморфологии Северо-Западного Кавказа она, как нам кажется, имеет ряд преимуществ; особенно это сказывается при решении вопросов «стратиграфии рельефа», т. е. выделении форм, различных по своему генезису и возрасту.

При картировании генетически единых поверхностей прекрасно выявляются их последующие тектонические нарушения, что позволяет воссоздавать ход новейших тектонических движений.

Определение относительного возраста ярусов рельефа и воссоздание последующих тектонических его нарушений делают возможным переход к определению геологического возраста рельефа на основании увязки с существующей стратиграфией осадочных пород кайнозоя.

6. СТУПЕНИ, ИЛИ ЯРУСЫ, РЕЛЬЕФА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Самым нижним или нулевым ярусом принимается поверхность днищ современных речных долин, образованная поймой и серией низких террас и обозначенная в легенде под названием базисной поверхности. Наибольшего развития базисная поверхность достигает у северной границы, при выходе рек из полосы куэст, образуя отдельные расширения в межкуэстовых депрессиях. Вверх по долинам она тянется внутрь гор узкими прерывистыми полосами. При выходе из гор базисная поверхность сливается с Прикубанской равниной, переходя вместе с ней в полосу приазовских плавней.

I ярус, или ступень, образован I поверхностью выравнивания и склоном или поверхностью врезания «а» к днищам современных долин. Высоты I ступени увеличиваются от 40—50 м в полосе куэст до 100—120 м в горах.

II ярус образован II поверхностью выравнивания и склоном или поверхностью врезания «б», отделяясь от днищ долин сложным склоном с резким перегибом. Относительные высоты поверхности ступени увеличиваются от 200—300 до 500 м в высокогорной части.

III ярус образован III поверхностью выравнивания с относительными высотами, увеличивающимися к горам от 500 до 1300 м (абсолютная высота—от 1800 до 2300 м), и поверхностью врезания «в».

IIIа ярус образован поверхностью выравнивания IIIа (с абсолютными высотами от 2500 до 2600 м и относительными — от 1500 до 1600 м) и поверхностью врезания «г» к III поверхности или сложными трехступенными склонами к долинам.

IV ярус (высокогорного рельефа) образован скалистыми вершинами и гребнями хребтов, достигающих высоты 3000 м, лишенных современных ледников, и крутыми склонами «д» к IIIа ступени, которая окружает скалистые хребты в виде пологоволнистого подножия (см. карту 1).

V ярус высокогорного рельефа образован скалистыми вершинами и хребтами, имеющими отметку свыше 3000 м[1], обычно несущими современное оледенение, и высокогорными склонами «е».

7. ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРАС РАЙОНА

Нами изучались террасы трех долин района. Более детально изучены горные части долин рр. Б. Лабы и Б. Зеленчука и рекогносцировочно — террасы р. Урупа. Наиболее выдержаны и прослеживаются по всем долинам три низкие террасы. Всюду они заметно повышаются над уровнем реки при движении вверх по долине. К северу террасы начинают испытывать погружение, хотя и не везде равномерное.

Строение террас в трех крупнейших долинах сильно различается[2].

Террасы долины р. Б. Лабы

Наиболее полное развитие получают террасы в долине р. Б. Лабы. В расширениях горной и предгорной частей, при пересечении котловин, долина р. Б. Лабы заполнена мощным аллювием и имеет серию аллювиальных террас. К верховьям реки террасы сильно повышаются, так что терраса предгорий высотой 10—12 м достигает в горах 50 м. Верхняя часть долины (выше поселка Загедан) выполнена флювиогляциальным и моренным материалом. Мощное развитие получают осыпно-обвальные процессы, загромождающие долину грубообломочным материалом. Хорошо сохранившиеся морены обнаружены в долине р. Б. Лабы на высоте 1100 м, в районе устья р. Дамхурца. Для долины р. Б. Лабы характерно асимметричное строение — ее правобережная часть значительно приподнята над левобережьем. Это отражается как на высоте коренных берегов (рис. 2, *3*), так и на высотах низких террас (правобережные террасы в ряде мест подняты над левобережными).

Террасы изучались от станицы Лабинской до перевала Лабы в верховьях реки. Всего выделяются три хорошо развитые и четко прослеживаемые террасы.

I терраса в наивысшем своем положении занимает высоту 1—2 м, отчетливо появляясь как уступ над поймой выше поселка Курджиново у устья р. Россыпной. Вниз по долине терраса понижается, испытывая полное погружение и слияние с поймой ниже поселка Курджиново. Вверх по долине I терраса прослеживается урывками, снова достигая хорошего развития в расширении верхней части долины р. Б. Лабы, так называемой долине Загедан, где достигает высоты не более 1—2 м. Терраса протягивается по троговым участкам истока р. Б. Лабы и подходит к свежим моренам верхних частей долины.

II терраса у северной границы района исследований, у станицы Лабинской, имеет высоту 1—2 м, образуя здесь 1-й уступ над поймой вследствие погружения I террасы под урез воды.

Терраса сложена галечником кристаллических пород. Примерно на высоте от 1 до 2—3 км она прослеживается по всему предгорному участку долины р. Б. Лабы до пункта, расположенного ниже поселка Теплого (рис. 3).

---

[1] Есть еще ярус наивысших единичных вершин, которые, однако, не играют в пределах исследованного района большой роли и поэтому рассматриваются совместно с наивысшим ярусом.

[2] Приведенные в тексте поперечные профили террас составлены как схематические рисунки без соблюдения точных масштабов.

В районе поселка Курджиново высота II террасы достигает 6—7 м. Далее терраса тянется на таких же высотах до поселка Азиатского, где она впервые выражена как коренная терраса с высотой 5—6 м. Тут же, примерно в 200 м выше, терраса снова становится аллювиальной.

У устья р. Россыпной (см. ниже рис. 7) высота II террасы доходит до 10 м, и здесь терраса является коренной.

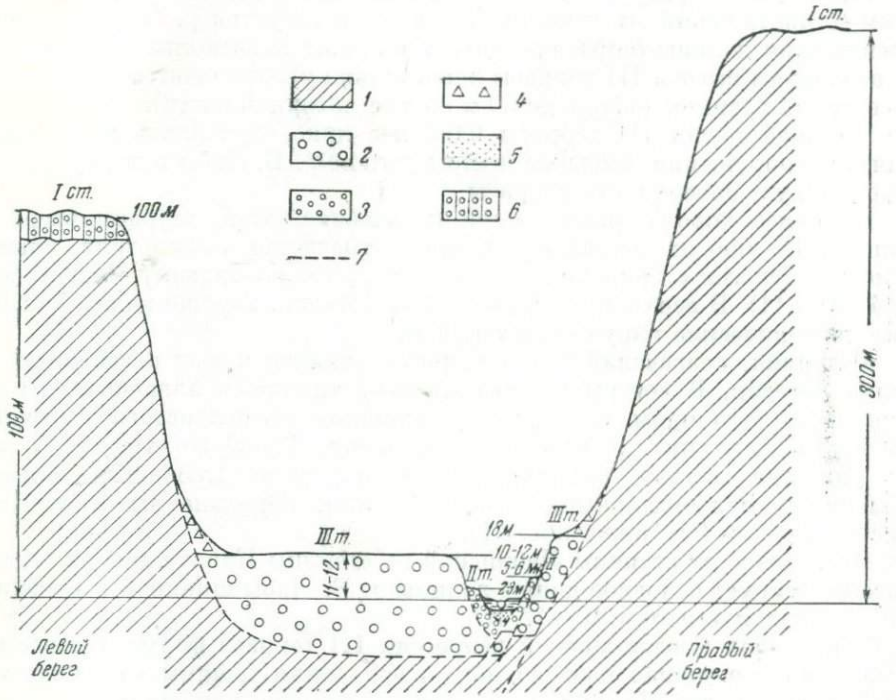

Рис. 3. Схема строения долины р. Б. Лабы в районе поселка Теплого.

1— коренные породы; *2*— аллювий III террасы; *3*—аллювий II террасы; *4*—делювиальные отложения; *5*—аллювий I террасы; *6*—аллювий I ступени; *7*—линии предполагаемых тектонических нарушений, выраженных в деформациях террас.

У кордона Карацырь, при входе в Южно-юрскую депрессию, II терраса достигает высоты 15—20 м, образуя основное днище долины на левом берегу и обрывками прослеживаясь на правом берегу.

У устья р. Дамхурца на II террасу налегает дамхурцская морена, образующая отчетливые конечноморенные валы высотой 10—12 м, которые обнажаются в обрыве реки и вытянуты параллельно долине р. Дамхурца (см. ниже рис. 9). Высота, на которой расположена морена,— 1162 м. Аналогичный моренный вал прослеживается и на левобережье р. Дамхурца. Видимо, серия конечных морен прорезана здесь долиной р. Дамхурца, и обрывки моренной гряды сохранились на обоих берегах долины.

II терраса в долине Загедана, высотой 15—20 м, тянется и выше дамхурцской морены, образуя нижний узкий уступ под широкими, 40-метровыми террасами (см. ниже рис. 11). Выше поселка Загедана терраса прослеживается еще на 0,5 км вверх по правому берегу и далее исчезает; остаются только две террасы — высокая III терраса (30—40 м) и I над-

пойменная терраса высотой 1—2 м. При сопоставлении литературных данных для смежных районов Кубани и Теберды можно приближенно сопоставить II террасу с IV террасой (13—16 м), выделенной Г. Ф. Мирчинком по р. Кубани, и II террасой (11—12 м), выделенной А. Л. Рейнгардом для Теберды. Повышения этой террасы до 20—25 м в верховьях авторы не отмечают и, связывая ее с мореной курорта Теберды, относят к бюльской стадии отступания вюрмского ледника.

III терраса образует основную площадь днища долины р. Б. Лабы на всем ее протяжении от станицы Лабинской до устья р. Пхии. В местах расширения долины терраса достигает ширины в несколько километров. К верховьям высота III террасы значительно увеличивается (от 10—12 м у северной границы района до 50 м на юге, в горной части).

На морфологии III террасы наиболее ярко отразились юные тектонические нарушения, имевшие место в долине р. Б. Лабы и деформировавшие единую поверхность террасы.

Наиболее хорошо наблюдается повышение этой террасы вверх по долине. Во многих местах очень ярко отмечается асимметрия правого и левого берегов с приподнятостью III террасы по правому берегу (рис. 3, 4, 10 и 11). В верхней части, в долине Загедан, хорошо видны поперечные тектонические нарушения террасы.

Материал, слагающий террасу, резко отличен к югу и северу от поселка Загедан. К северу терраса сложена типичным аллювиальным материалом, состоящим из хорошо окатанного косослоистого галечника из метаморфических и изверженных пород Главного хребта. К югу от Загедана состав III террасы в основном флювиогляциальный; обычно это малоокатанные, мелкие обломки, пересыпанные крупнозернистым песком (см. ниже рис. 11).

На отрезке от станицы Лабинской до станицы Каладжинской III терраса формирует основное днище долины р. Б. Лабы шириной в несколько километров и высотой 10—12 м.

В пределах Северо-юрской депрессии III терраса формирует все широкое низкое днище озеровидного расширения долины от Скалистого хребта до отрогов Передового хребта. У южного подножия Скалистого хребта высота этой террасы над уровнем воды достигает 6—7 м; к югу она постепенно повышается, достигая у южного края депрессии высоты 15 м над рекой. Высота террасы в этом районе всюду больше на правом берегу, чем на левом. Так, III терраса правого берега в районе поселков Курджиново и Райлесхоз достигает высоты 20—25 м (рис. 4), тогда как на левом берегу ее высота равна 15—17 м.

Терраса сложена хорошо окатанным галечником кристаллических пород (кристаллических сланцев, гнейсов и др.), который в разных разрезах террасы почти одинаков. К югу от поселка Курджиново, между поселком Райлесхоз и Грушевой поляной, III терраса имеет постоянную высоту 15—20 м, одинаковую на правом и левом берегах, и является цокольной. Это единственный участок долины, где основное развитие террас наблюдается вдоль правого берега. На всем остальном протяжении долины основное поле террас развито вдоль левого берега, тогда как современное русло реки прижимается к правому берегу, подмывая коренные породы или обрывки высоко поднятых правобережных террас. Здесь впервые у поселка Азиатского III терраса (15—20 м) оказывается развитой как коренная (рис. 5). На соседнем разрезе мы можем наблюдать ту же террасу, сложенную аллювием, а также II террасу на двух соседних участках, соответственно развитую в виде коренной и аллювиальной террасы.

Между поселком Тамским и Грушевой поляной происходит резкий перегиб продольного профиля III террасы. Развитая в районе поселков Азиатского и Тамского на высоте 15—20 м, эта терраса на Грушевой поляне достигает высоты 30—40 м в виде широких (до 500 м) ровных площадок левого берега. Современное русло прижимается к правому берегу,

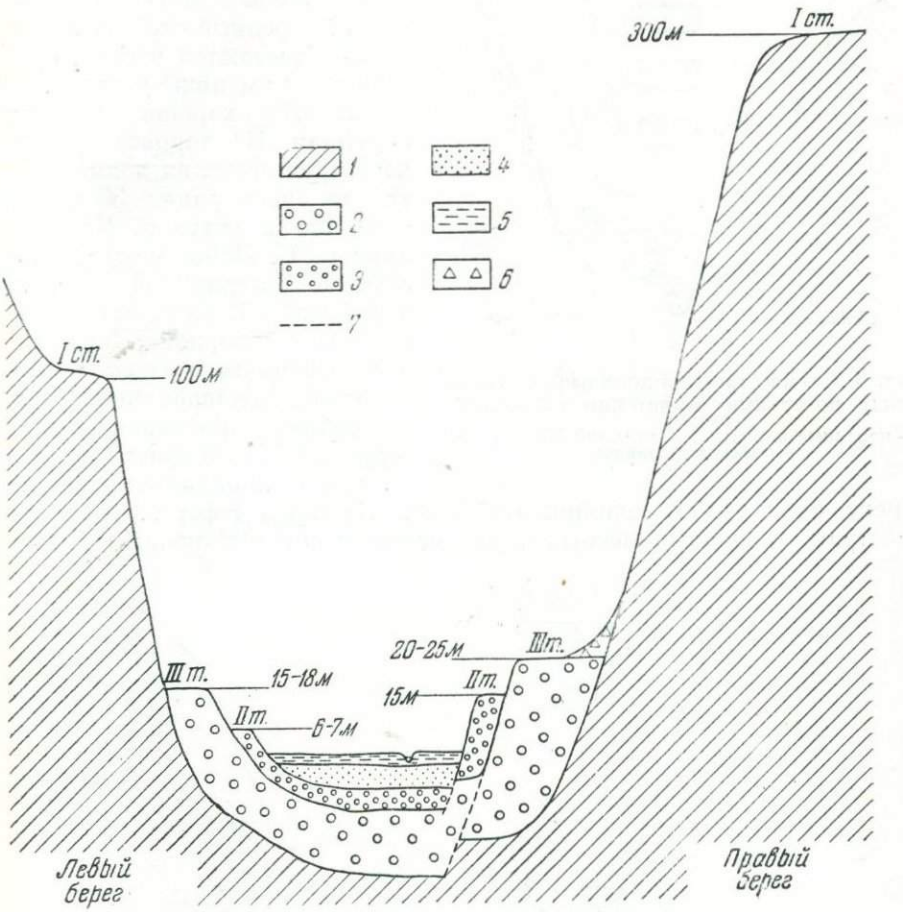

Рис. 4. Схема строения долины р. Б. Лабы в районе поселка Райлесхоз.

1— коренные породы; *2*— аллювий III террасы; *3*— аллювий II террасы; *4*— аллювий I террасы; *5*— аллювий поймы; *6*— делювиальные отложения; *7*— линии предполагаемых тектонических нарушений, выраженных в деформациях террас.

на котором сохранились остатки («ласточкины гнезда») галечника, лепящиеся к коренному берегу примерно на высоте террасы левого берега.

III терраса имеет высоту в 35—40 м и расположена главным образом вдоль левого берега, где достигает ширины 100—150 м (рис. 6). В самом низу террасы здесь залегает горизонт галек средней величины из кристаллических пород мощностью 5 м, а выше его, довольно резко отделяясь, — 6-метровый слой валунов и крупной гальки кристаллических пород. Еще выше залегает слой средней и мелкой гальки также кристаллических пород мощностью 25 м, перекрываемый двухметровым слоем мелкой гальки с песком; затем идет двухметровый слой, состоящий из тонких прослоев белой супеси и рыжей глины с гальками, повидимому, юрских песчаников. Все это перекрыто маломощным слоем делювиального щебня

и горизонтом щебнистой почвы. Галечник состоит из обломков розовых и белых гранитов, диоритов, красноцветных песчаников, аспидных сланцев, филлитовых сланцев, гранитогнейсов, мраморов (единично), измененных эффузивов и красноцветных конгломератов.

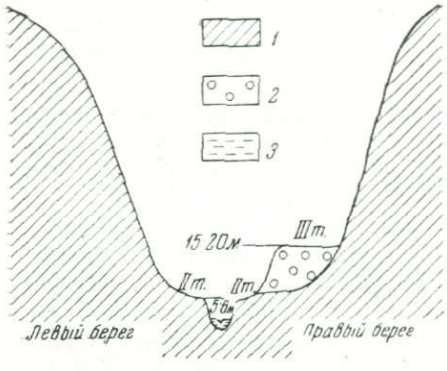

Рис. 5. Схема строения долины р. Б. Лабы между поселками Азиатским и Тамским.

1 — коренные породы; *2* — аллювий III террасы; *3* — аллювий поймы.

Выше поселка Рошкао долина р. Б. Лабы снова становится узкой, коренные склоны почти отвесно обрываются к реке. На расстоянии 1 км ниже устья р. Закана имеется хорошо выраженная коренная III терраса, выступом перегораживающая долину. Высота ее здесь равна 30 м (рис. 7 и 8). Выше устья р. Закана долина р. Б. Лабы резко расширяется в Загеданской продольной депрессии[1]. В нижнем конце депрессии, от кордона Карапырь до хут. Свинячьего (ниже поселка Загедан), основное поле долины составляет описанная выше II терраса. III терраса в долине Загедана появляется на левом берегу против хут. Свинячьего. Здесь III терраса формирует широкое пространство равных лесных полян между рекой и коренным левым бе-

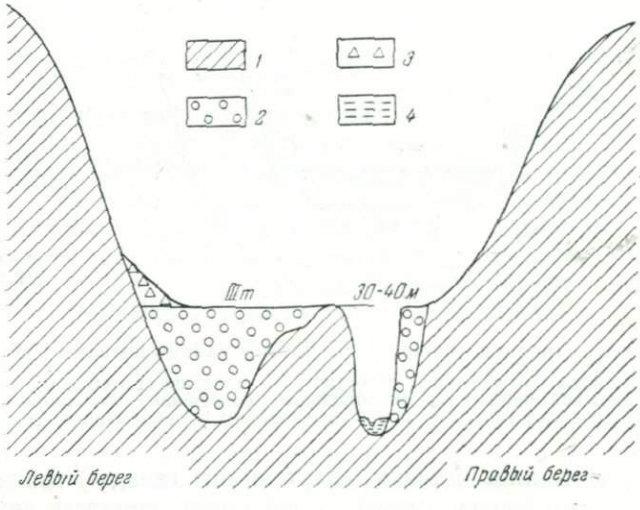

Рис. 6. Схема строения долины р. Б. Лабы и Грушевой поляны (схема составлена по данным бурения).

1 — коренные породы; *2* — аллювий III террасы; *3* — делювиальные отложения; *4* — аллювий поймы.

регом долины; ширина ее достигает 1 км, высота — 40 м. Разрез террасы заканчивается двухметровым слоем крупных валунов, слабо сцементи-

[1] Участок долины р. Б. Лабы, расположенный в пределах этой межгорной депрессии, называется долиной Загедана, по названию поселка Загедан.

рованных рыжевато-охристым песком. Этот слой довольно резко отличается от лежащей ниже галечно-песчаной аллювиальной толщи, имеющей серовато-белесый тон (рис. 9).

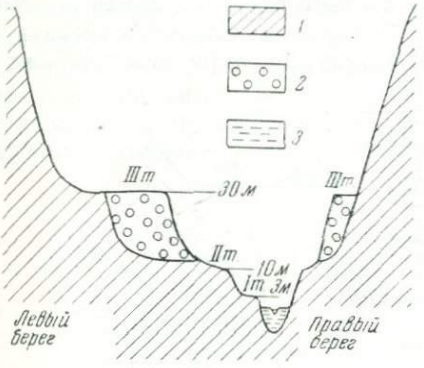

Рис. 7. Схема строения долины р. Б. Лабы вблизи устья р. Россыпной.

1— коренные породы; *2* — аллювий III террасы; *3*— аллювий поймы.

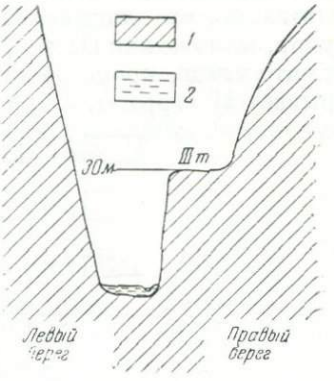

Рис. 8. Схема строения долины р. Б. Лабы у моста ниже с. Точеного.

1 — коренные породы; *2* — аллювий поймы.

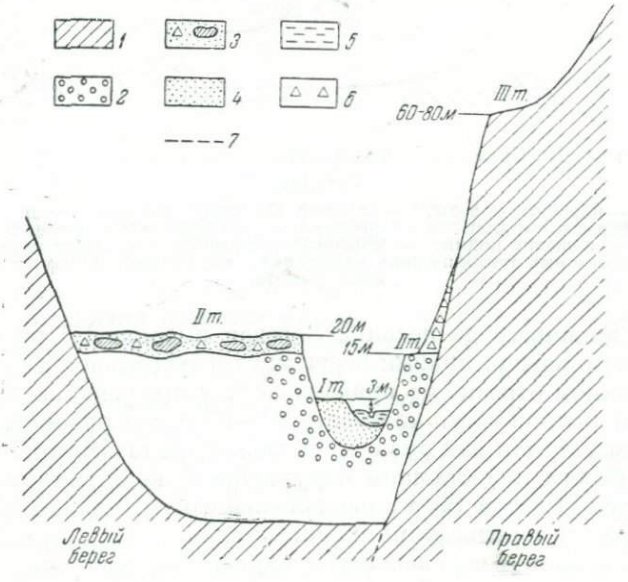

Рис. 9. Схема строения долины р. Б. Лабы у р. Дамхурца.

1— коренные породы; *2*— аллювий II террасы; *3* — моренные отложения; *4* — аллювий I террасы; *5* — аллювий поймы; *6* — делювиальные отложения; *7* — линии предполагаемых тектонических нарушений, выраженных в деформациях террас.

Валунный охристый горизонт сильно напоминает валунный горизонт дамхурцской морены. Это сходство позволяет высказать следующие два предположения:

1) дамхурцский ледник мог не только выходить к устью р. Дамхурца, но растекался, давая язык вверх по долине р. Б. Лабы;

2) существовал ледник, спускавшийся из верхней части долины Загедан вплоть до устья р. Дамхурца; донная морена этого ледника обусловила существование валунного охристого горизонта дамхурцской морены, покрывающего как II террасу, так и III террасу.

Очевидно, что оледенение, которому соответствует охристый горизонт валунов, моложе как III террасы, так и II террасы. Следует отметить тот факт, что нигде, кроме района устья р. Дамхурца, охристый горизонт не покрывает II террасы.

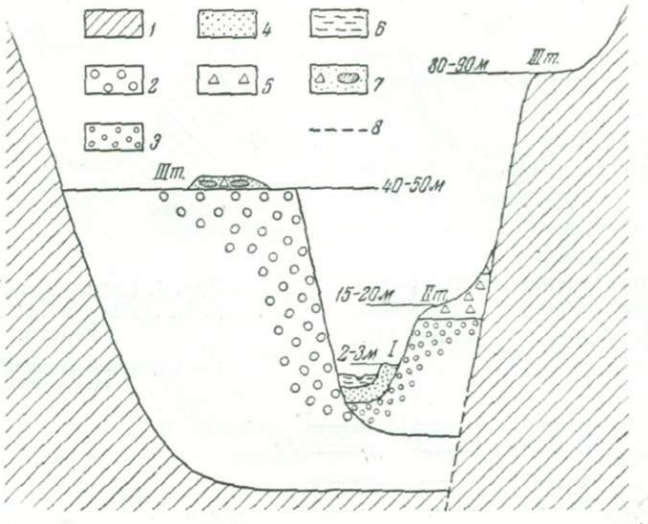

Рис. 10. Схема строения долины р. Б. Лабы у поселка Загедан.

1 — коренные породы; *2* — аллювий III террасы; *3* — аллювий II террасы; *4* — аллювий I террасы; *5* — делювиальные отложения; *6* — аллювий поймы; *7* — моренные отложения; *8* — линии предполагаемых тектонических нарушений, выраженных в деформациях террас.

От хут. Свинячьего до поселка Загедан высокая III терраса развита только на левом берегу; правый берег крут и подмывается рекой. Однако на всем указанном отрезке по правому берегу прослеживается прекрасно выраженный коренной уступ на высоте 80—90 м над рекой; являясь здесь всюду третьим уступом над руслом, он может считаться аналогом III террасы левого берега, испытавшим нарушение и поднятие с амплитудой в 30—40 м. Уступ высотой 80 м, расположенный в нижней части долины Загедана, выражен в рельефе настолько хорошо, что, при взгляде на эту часть долины издали, в перспективе прекрасно восстанавливается единое, наклонное на запад и разорванное примерно по линии русла древнее днище Б. Лабы, часть которого образует на левом берегу широкую 40-метровую террасу, а на правом — 80—90-метровые уступы и площадки (рис. 9 и 10).

У нижнего конца поселка Загедан, в месте спуска дороги с III террасы, последняя повышается, достигая 50 м, и затем резко понижается до 30 м. Переход происходит по долине небольшой балки (балка Дорожная), впадающей в р. Загедан слева, против поселка Загедан. Вся часть долины Загедана, расположенная выше линии, соединяющей эту балку с долиной р. Загеданки, резко отличается от нижней, только что описанной половины Загеданской депрессии. Отличие это проявляется в строе-

нии как коренных берегов, так и террас. Долина Загедана достигает здесь наибольшей ширины и наиболее хорошего развития высоких террас, образующих широкие (до 1 — 1,5 км) равнинные пространства на обоих берегах. Материал, слагающий террасы, резко меняется; окатанный речной галечник, характерный для нижних частей долины, сменяется плохо окатанным щебнисто-обломочным материалом флювиогляциального и делювиального типа, в составе которого большую роль играют местные породы депрессии — песчаники и сланцы, видимо, принесенные многочисленными конусами выносов, а возможно, и короткими ледниками со склонов окружающих депрессию хребтов (рис. 11).

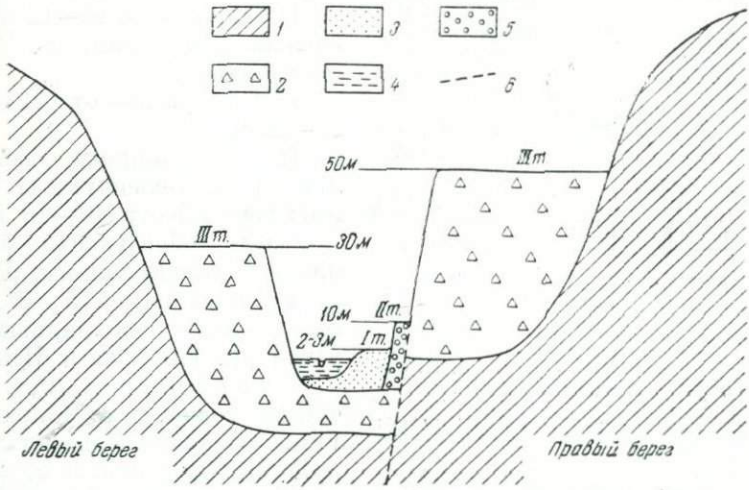

Рис. 11. Схема строения долины р. Б. Лабы выше поселка Загедан.

1— коренные породы; *2*—делювиальные отложения; *3* — аллювий I террасы; *4* — аллювий поймы; *5*— аллювий II террасы; *6* — линии предполагаемых тектонических нарушений, выраженных в деформациях террас.

Выше долины р. Б. Ажоги III терраса не превышает 30 м; состав слагающего материала остается прежним. У устья р. Пхии терраса замыкается, не прослеживаясь далее вверх по долине р. Б. Лабы. Выше устья р. Пхии долина р. Б. Лабы становится снова крутостенной и узкой; развиты только низкие террасы, достигающие на отдельных участках сравнительно большой (до 300 м) ширины.

Особенность коренных склонов верхнего участка долины Загедана (выше поселка Загедан) заключается в том, что в них хорошо выражены высокие плечи и террасовидные уступы на высоте 300 м над рекой, отсутствующие в нижней части долины. Очевидно, что по отмеченной выше линии (балка Дорожная — р. Загеданка), разделяющей Загеданскую депрессию у поселка Загедан в поперечном направлении на две половины, проходит резкая геоморфологическая и тектоническая граница.

Судя по резкому различию материала III террассы в этих двух частях депрессии, можно предположить, что верхняя часть долины в период отложения аккумулятивной толщи террасы была заполнена талыми водами Верхнелабинского ледника, конец которого располагался в районе устья р. Пхии, а также Макерского ледника (конечная морена в устье Макеры) и мелких ледников и селевых потоков со склонов хр. Абишира-Ахуба.

Морен Верхнелабинского ледника нами не обнаружено, и местоположение его конца определяется предположительно в районе устья

р. Пхиц, на высоте 1300 м, где резко обрывается III терраса и долина приобретает троговый характер, с одной первой надпойменной террасой.

Террасы долины р. Б. Зеленчука

Долина р. Б. Зеленчука сильно отличается по своему строению от соседней долины р. Б. Лабы, с которой она смыкается своими верховьями. В долине развиты также три низкие террасы:

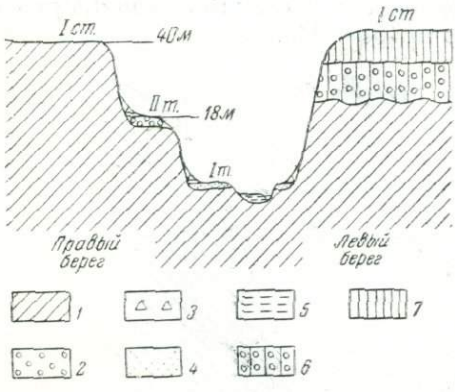

Рис. 12. Схема строения долины р. Б. Зеленчука у хут. Чокрак.

1 — коренные породы; *2* — аллювий II террасы; *3* — делювиальные отложения; *4* — аллювий I террасы; *5* — аллювий поймы; *6* — аллювий I ступени; *7* — лессовидные суглинки на поверхности I ступени.

I терраса—2—3 м (местами над ней имеется дополнительный уступ в 3—4 м);

II терраса—от 10—12 м (Северо-юрская депрессия) до 15—16 м (аул Архыз);

III терраса — от 12—14 до 20—23 м.

Наиболее широко развита в долине р. Б. Зеленчука II терраса, имеющая высоту 10—16 м и почти всюду образующая основную площадь днища долины. В районе аула Архыз на ней лежат морены, великолепно сохранившиеся у устья рр. Кызгыча и Псыша.

I терраса у хут. Зеленчук-Мостовой, хут. Чокрак и станицы Исправной имеет постоянную высоту около 3 м. У станицы Зеленчукской I терраса образует низкую левобережную часть долины, имея здесь высоты 2—3 м над руслом. Правый берег (рис. 12), на котором расположена станица, сформирован двумя уступами высоких террас (10—12 и 12—14 м).

Вверх по долине от станицы Зеленчукской до хут. Нижняя Ермоловка I терраса всюду формирует низменную часть долины, переходя с одного берега на другой и расширяясь до 1—2 км (рис. 12). Выше хут. Нижняя Ермоловка, где долина р. Б. Зеленчука начинает сужаться, I терраса у правого берега имеет еще небольшой узкий уступ, возвышающийся над ней на 1—2 м.

Далее, до Верхнего Архыза, терраса почти всюду прослеживается четко, исчезая лишь в ущелистых участках долины. Высота террасы не изменяется, хотя местами у коренного берега над ней наблюдается еще узкий уступ высотой 3—4 м над рекой.

II терраса у хут. Зеленчук-Мостовой имеет высоту 15 м, сложена галечником и образует основное поле днища современной долины. У хут. Чокрак (рис. 12) та же терраса образует днище долины на высоте 18 м, являясь, как и I терраса, цокольной. Непрерывно прослеживаемая II терраса достигает максимальной высоты (20—24 м) у станицы Исправной и близ ущелья через Скалистый хребет. Здесь же появляются и обрывки III террасы высотой 30—35 м. Возможно, что повышение уровня II и III террас в районе Скалистого хребта и понижение его в области Северо-юрской депрессии объясняется разной амплитудой тектонических движений в этих двух зонах; однако для определенного утверждения мы не располагаем необходимыми данными. Повышение террас при пересе-

чении реками куэст может быть вызвано также и тем, что в этих местах сохранились части террас, расположенные ближе всего к коренным берегам, где обычно террасы выше.

В пределах Северо-юрской депрессии у станицы Зеленчукской II терраса понижается до 10—12 м и образует уступ правого берега, на котором расположена приречная часть станицы.

На поперечном профиле через р. Б. Зеленчук (рис. 13), вблизи хут. Даусуз, вся II терраса до уреза воды сложена однородной толщей галечника, без заметного разделения на слои. Галечник состоит из обломков кристаллических пород Главного и Передового хребтов. Отдельные крупные валуны достигают 2 м в диаметре; имеются линзы песка.

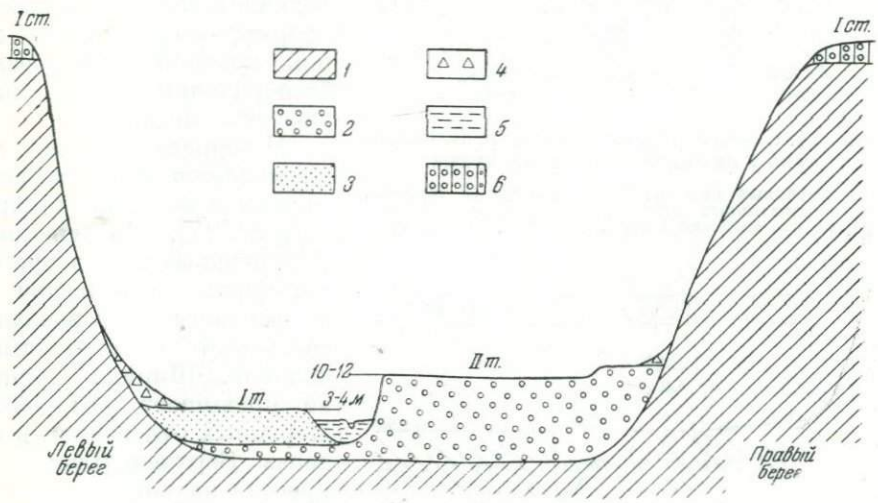

Рис. 13. Схема строения долины р. Б. Зеленчука у хут. Даусуз.

1— коренные породы; *2*— аллювий II террасы; *3*— аллювий I террасы; *4*— делювиальные отложения; *5*— аллювий поймы; *6*— аллювий I ступени.

Выше хут. Нижняя Ермоловка II терраса прерывисто прослеживается на обоих берегах, сохраняясь узкими участками в местных расширениях долины. Чаще всего терраса настолько сильно размыта, что с трудом прослеживается по «ласточкиным гнездам» галечников, лепящимся на высоте 15—16 м на скалистых берегах долины. В районе аула Архыз долина р. Б. Зеленчука резко расширяется и II терраса образует здесь основное поле днища Архызской котловины (рис. 14 и 15).

II терраса имеет высоты 15—16 м. На ней расположена нижняя, приречная часть аула, она же формирует широкие, поросшие сосновым лесом, поляны правого берега реки. В месте впадения в долину р. Б. Зеленчука древнего сухого русла р. Кызгыча на высоте 1450 м на террасу налегает прекрасно сохранившаяся конечная морена Кызгычского ледника в виде нескольких конечноморенных валов (рис. 15). Позади моренного вала расположено заросшее древнеледниковое озеро, образовавшееся на месте конца ледникового языка и представляющее типичное моренно-запрудное озеро. II терраса прослеживается и выше озера по долине р. Кызгыча, где она сложена материалом донной морены.

По долине р. Псыша II терраса тянется до слияния с р. Архызом. Стрелка между этими долинами образована 15-метровой террасой; здесь залегает мощная конечная морена Псышского ледника в виде нескольких

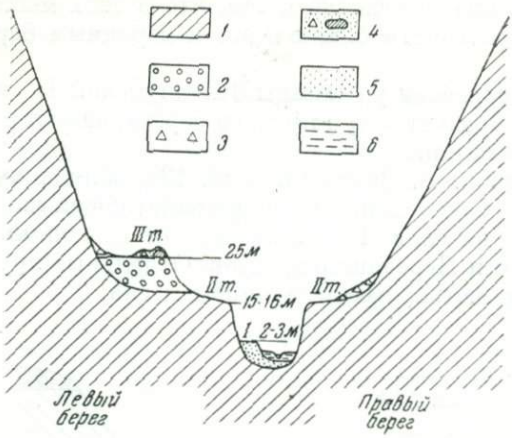

Рис. 14. Схема строения долины р. Б. Зеленчука у нижнего конца аула Архыз.

1 — коренные породы; *2* — аллювий II террасы; *3*— делювиальные отложения; *4* — моренные отложения; *5*— аллювий I террасы; *6*— аллювий поймы.

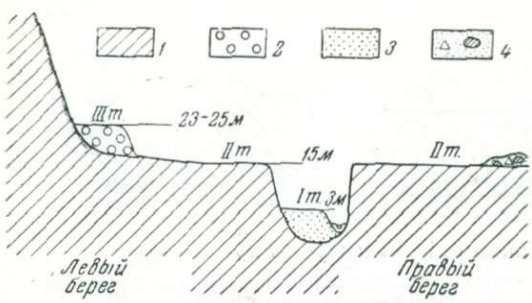

Рис. 15. Схема строения долины р. Б. Зеленчука у аула Архыз.

1— коренные породы; *2*— аллювий III террасы; *3*— аллювий I террасы; *4*— моренные отложения.

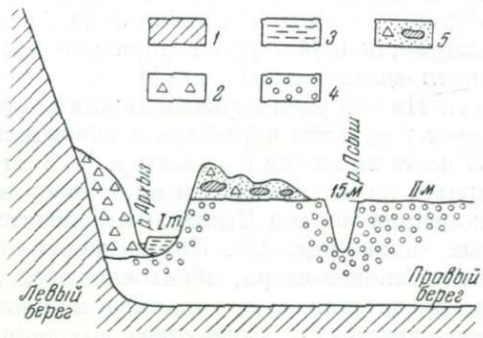

Рис. 16. Схема строения участка долины р. Архыза в месте слияния с р. Псышем.

1— коренные породы; *2*— делювиальные отложения; *3*— аллювий поймы; *4*— аллювий II террасы; *5*— моренные отложения.

моренных гряд, возвышающихся над поверхностью II террасы на 8—10 м (рис. 16).

Выше морены терраса развита очень хорошо, образуя ровные поляны, мягко расчлененные пологими логами на грядковидные повышения. Этот рельеф, очевидно, образовался при отступлении Псышского и Софийского ледников, когда поверхность, сформированная здесь донной мореной, размывалась беспорядочными потоками тающего ледника.

II терраса хорошо прослеживается выше псышской морены и по длине р. Архыза (рис. 17), образуя днище Верхнеархызской депрессии. Материал, слагающий ее, в основном делювиальный, снесенный с окружающих склонов. Ширина террасы не превышает 100—300 м. Моренных отложений в пределах Верхнеархызской депрессии на поверхности террасы не обнаружено.

III терраса имеет весьма ограниченное развитие в долине р. Б. Зеленчука. Отдельными обрывками она прослеживается в районе станицы Исправной, имея там высоту до 30 м. У станицы Зеленчукской терраса образует повышенный уступ правого берега, высотой 12—14 м; выше по левому берегу долины терраса достигает высоты 20 м. У моста, вблизи балки Касаевской, высота террасы—20—23 м. Далее вверх по реке вплоть до Архызской котловины терраса не отмечается.

В начале расширения Архызской котловины, вплоть до нижнего конца аула, основное поле левого берега долины занято II террасой. Поверхность ее сильно по-

ката к реке и слабо волниста от множества спускающихся с хр. Абишира-Ахуба древних конусов выноса.

Выше аула Архыз III терраса не прослеживается ни по одному из истоков р. Б. Зеленчука.

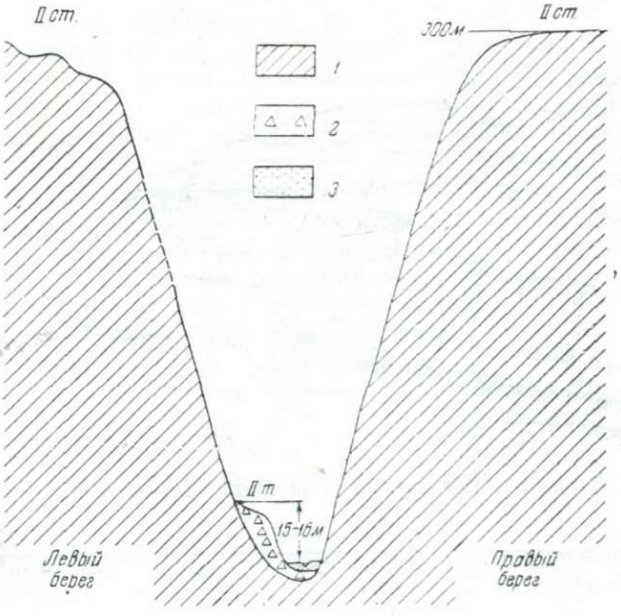

Рис. 17. Схема строения долины р. Архыза в верхней части ее течения.

1— коренные породы; *2*— делювиальные отложения; *3*— аллювий I террасы.

Несколько ниже спуска дороги с III террасы на II террасу, у нижнего конца аула Архыз (рис. 18), на поверхности III террасы на высоте 1400 м обнаружена сильно размытая толща из крупных валунов, образующих на поверхности III террасы разрушенную, но достаточно ясно выраженную гряду (рис. 14). Очевидно, гряда является остатками конечной морены древнего ледника, спускавшегося из долины р. Псыша, дававшего язык из долины р. Кызгыча в долину р. Б. Зеленчука до высоты 1440 м.

Террасы долины р. Урупа

Долина р. Урупа резко отличается от долины рр. Б. Лабы и Б. Зеленчука меньшей разработанностью и слабой террасированностью. Выделяются лишь две террасы, из которых низшая надпойменная I терраса, (высота от 1 до 3 м), образует всюду вместе с поймой основное поле днища долины, тогда как II терраса развита очень плохо и встречается отдельными обрывками у бортов долины (высота 10—12 м; рис. 19). Выше станицы Удобной основное поле днища долины образовано I террасой (высота 2—3м). При пересечении долиной р. Урупа Пастбищного хребта эта терраса повышается до 4 м. II терраса (10—12 м) развита здесь обрывками. В Северо-юрской депрессии надпойменная I терраса (1—2 м) вместе с поймой формирует все широкое днище котловины; II терраса,

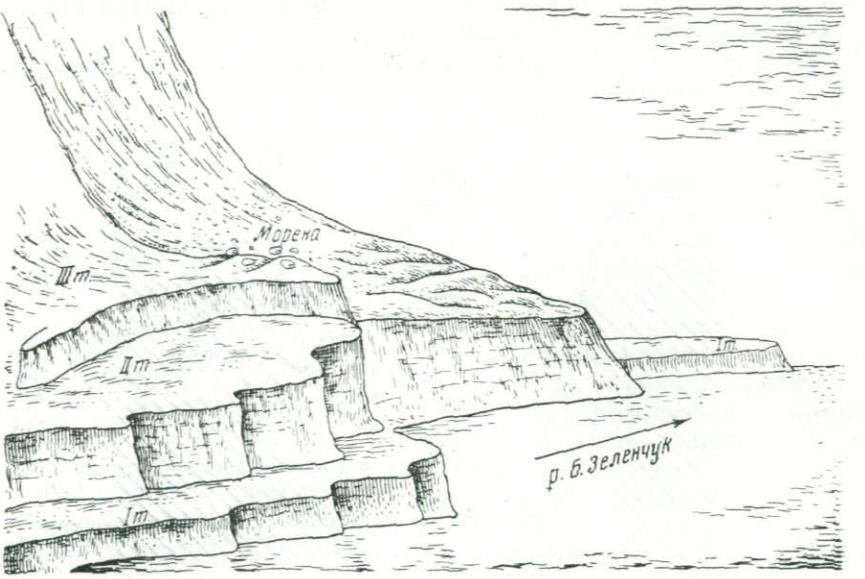

Рис. 18. Схематическая зарисовка долины р. Б. Зеленчука у аула Архыз.

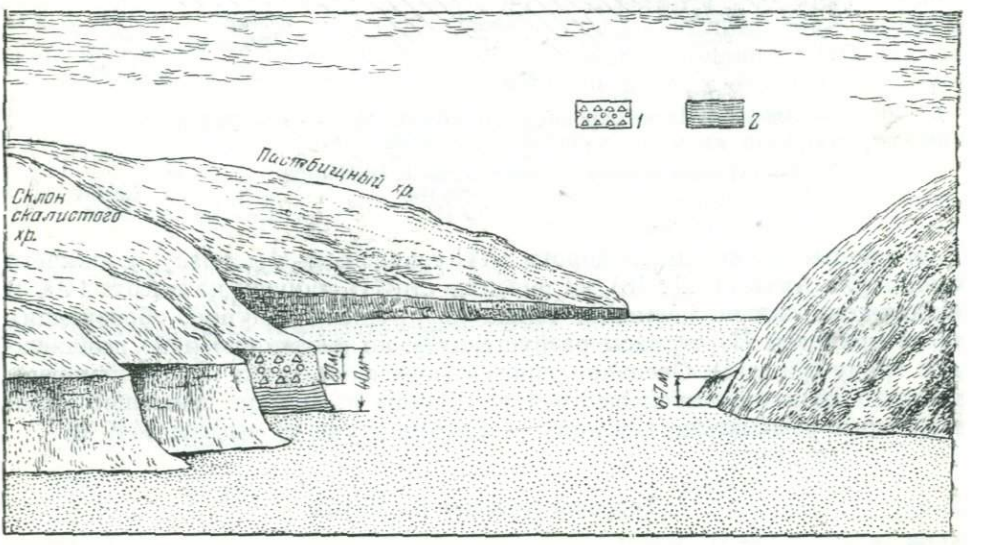

Рис. 19. Схематическая зарисовка долины р. Урупа у совхоза им. Ильича.
1— пески со щебнем и галькой; 2—глины

имеющая высоту от 10 до 15 м, сохранилась здесь узкими клочками у коренных склонов долины.

У северного окончания котловины II терраса погребена под мощным делювиальным шлейфом склонов Скалистого хребта. Эрозионный срез этих шлейфов дает ложное впечатление существования более высокой террасы.

8. ВЫВОДЫ ПО ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ДОЛИНЫ р. Б. ЛАБЫ В ПЕРИОД ФОРМИРОВАНИЯ I, II и III ТЕРРАС

Изучение террас р. Б. Лабы, слагающего их материала и положения конечных морен позволяет сделать ряд выводов по истории формирования долины в период образования террас. История этих последних этапов развития долины была чрезвычайно сложна.

После интенсивной эрозии, обусловившей огромный 100-метровый и 300-метровый врез от I уровня выравнивания до дна современных долин, произошел ряд этапов заполнения и нового врезания, свидетельствующих о смене знака тектонических движений и сопровождавших их колебаниях климата.

Можно выделить следующие этапы развития долины:

1. Врез от 100-метрового уровня выравнивания до подошвы III террасы.

2. Заполнение долины до кровли современной III террасы, образование аккумулятивной и местами эрозионной поверхности III террасы. В этот отрезок времени в загеданской части депрессии происходило заполнение верхней части котловины талыми водами Верхнелабинского и Макерского ледников, а также делювиальными и селевыми потоками с тающих снежников и фирнов на склонах хр. Абишира-Ахуба. В части долины р. Б. Лабы, расположенной ниже поселка Загедан, заполнение происходило уже более отсортированным аллювиальным материалом, который, по мере движения вниз по долине, становился все более окатанным и отсортированным.

3. Новый врез до подошвы современной II террасы. В это время в верхней части долины р. Б. Лабы происходила деформация III террасы с поднятием ее правого крыла по поперечной тектонической линии, проходящей вдоль этой долины. Указанная деформация относится именно к этому времени, поскольку II терраса на загеданском участке долины не испытывала деформации. В нижней же части долины (Северо-юрская депрессия) деформацию испытали как II терраса, так и III терраса; очевидно, время нарушения было здесь более поздним. В этот же период произошло поперечное нарушение III террасы в районе поселка Загедан.

4. Заполнение нового вреза аллювия до кровли II террасы, формирование аккумулятивной и эрозионной поверхности этой террасы. В данный отрезок времени в Загедане на поверхности II террасы происходило отложение конечной морены Дамхурцского ледника.

5. Врез и оформление современной II террасы, когда в части долины Б. Лабы, лежащей в Северо-юрской депрессии, произошли нарушения II террасы, приподнявшие ее левобережную часть с амплитудой до 10 м.

6. Новое заполнение долины.

7. Врезание, создавшее I террасу.

Одновременно с образованием I, II и III террас р. Б. Лабы и деформации их по тектоническим линиям происходили общее воздымание верховьев долины и погружение области Северо-юрской депрессии, что привело к увеличению относительных высот террас в верхней части долин и погружению их у подножия Скалистого хребта.

9. ВЫВОДЫ ПО ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ДОЛИНЫ р. Б. ЗЕЛЕНЧУКА В ПЕРИОД ФОРМИРОВАНИЯ I, II и III ТЕРРАС

Намечаются следующие этапы поднятий и развития долины:

1. Восходящее движение Кавказского хребта и врез от I уровня выравнивания до коренной кровли II террасы, глубиной 100—120 м в полосе Северо-юрской депрессии и около 300 м в горной части района.

2. Приостановка восходящего движения или незначительное нисходящее движение и заполнение долины аллювием до уровня III террасы. В это время, повидимому, Кызгычский, а возможно, и Кызгычско-Псышский ледник выходили из поперечных долин в Архызскую котловину (морена ниже аула Архыз на высоте 1440 м).

3. Врезание на глубину 15—16 м.

4. Последующее заполнение 15-метрового вреза долины аллювием. В это время происходило отложение псышской и кызгычской морен на уровне 15—16-метровой террасы (на высоте 1480 и 1560 м).

5. Врезание и оформление II террасы.

6. Заполнение долины и новое врезание с оформлением I террасы высотой 2—3 м.

Амплитуда поднятия верховий р. Б. Зеленчука во время образования толщ, слагающих I, II и III террасы, и оформления самих террас была менее значительна, чем по р. Б. Лабе, причем следов дифференцированных тектонических движений, нарушивших целостность террас, в долине р. Б. Зеленчука не наблюдается.

Морены долины р. Б. Зеленчука — архызская (высота 1440 м), кызгычская (1480 м) и псышская (1560 м) — по своему положению соответствуют моренам, расположенным вблизи устья р. Пхии, и макерской морене в долине р. Б. Лабы. Высота конечных морен долины р. Б. Зеленчука больше, чем соответственных морен долины р. Б. Лабы, несмотря на то, что оледенение зеленчукского района и в данный момент значительно больше оледенения бассейна р. Б. Лабы. В порядке предположения это можно объяснить общим опусканием лабинского сектора северного склона по сравнению с зеленчукским, поскольку трудно допустить на столь малом отрезке хребта резкие смены климатических условий и размера древнего оледенения, вне зависимости от тектонических причин.

После сравнительной характеристики морфологии террас рр. Б. Лабы и Б. Зеленчука очевидны крупные различия в истории развития этих двух соседних долин. История развития долины р. Б. Лабы, расположенной в более мобильной зоне, очень сложна. Для уточнения характера и направления новейших тектонических движений лабинской зоны нарушений необходимы детальные работы по изучению профилей террас и четвертичных отложений долины.

10. ВЫСОКИЕ СТУПЕНИ РЕЛЬЕФА

I ступень рельефа развита на разнообразных осадочных породах третичного, мелового и юрского возраста; образована плоской поверхностью выравнивания и поверхностью врезания или склонами «а» к современным днищам речных долин. В пределах района исследований ступень представлена главным образом своей придолинно-эрозионной частью, формирующей 60—100-метровые древние террасы. Денудационно-водораздельная часть имеет ограниченное развитие, образуя небольшие участки подгорной равнины к северу от Джелтмесской гряды, получая основное развитие только к северу от границы исследованного района. Протягиваясь к югу узкими полосами вдоль долин рек, I ступень расширяется в озеровидных котловинах межкуэстовых депрессий и местами формирует водоразделы консеквентных рек. У южной границы Северо-юрской депрессии I ступень выклинивается и на ее продолжении, но на большей высоте вверх по долинам продолжается II ступень рельефа (300 м); до этого последняя всюду развита совместно с I ступенью, тогда

как выше по долинам перегиб склона наблюдается только на высоте 300 м, а уступ высотой 100 м отсутствует.

Явление такого «расщепления» ступени и характер взаимоотношения I и II поверхностей выравнивания остались неясными. Тектоническое нарушение исключается, так как к северу от Северо-юрской депрессии обе поверхности развиты совместно одна над другой.

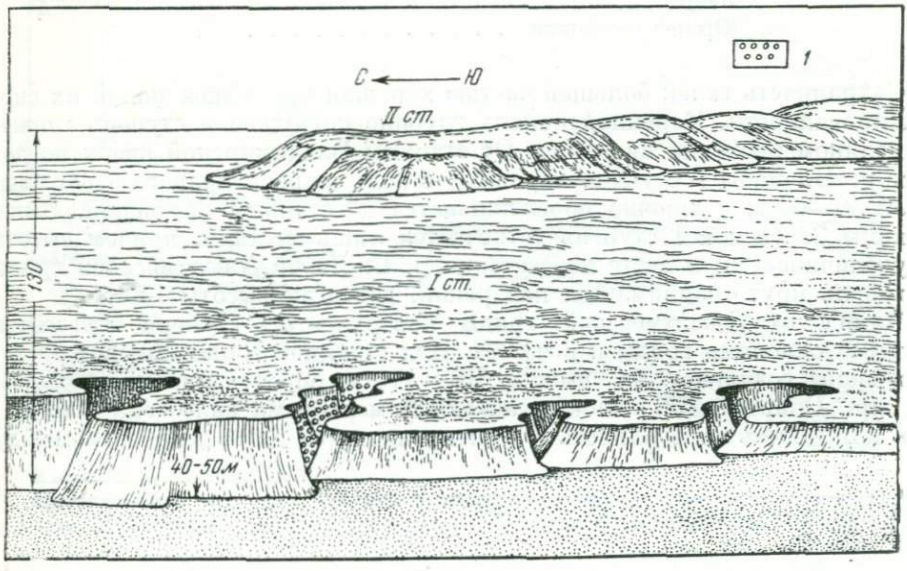

Рис. 20. Соотношение I и II ступеней в долине р. Б. Лабы (по правому берегу) у станицы Владимирской.

1 — галечники

Высота I поверхности выравнивания увеличивается к горам от 50—60 до 100—120 м. При пересечении куэстовых гряд эта поверхность испытывает деформации.

Поверхность врезания, ограничивающая I ступень, спускается к низким террасам почти без второстепенных уступов и перегибов. Нижняя часть ее слагается коренными породами разнообразного состава и возраста. В верхней части обычно обнажены рыхлые отложения, залегающие на поверхности ступени. Особенно хорошо I ступень рельефа выражена на междуречье рр. Б. Лабы и Чамлыка в районе станиц Владимирской и Лабинской (рис. 20), где она образует общую древнюю террасу двух долин, окаймляющую подножия предгорных гряд. Здесь I ступень представлена на небольшом участке своей водораздельно-денудационной частью. Расчленение денудационной части поверхности выравнивания I ступени сильно отличается от эрозионной части, формирующей древние террасы вышележащих участков долины. В то время как поверхность придолинной террасовой части является идеально ровной, как стол, водораздельная часть ее сильнее расчленена мелкими речками и балками, представляя собой мягкохолмистую равнину.

Над урезом р. Б. Лабы поверхность I ступени возвышается на 40—50 м. II ступень четко возвышается здесь над плоской I поверхностью выравнивания на 90 м в виде плосковершинной гряды Джелтмесских высот

(рис. 20). Состав галечника из разреза I ступени, в районе станицы Владимирской, следующий (в процентах):

Граниты белые, серые и розовые	40
Гнейсы	15
Основные темноцветные породы	20
Измененные эффузивы	18
Кварц	6
Юрские песчаники	1

Сохранность галек большей частью хорошая при общей малой их сцементированности. Коренной цоколь глубоко погружен и ступень сложена целиком рыхлыми наносами. От станицы Владимирской вверх по долине р. Б. Лабы I ступень выражена в виде террасы правого берега высотой 50—60 м и хорошо прослеживается до станицы Засовской. Выше станицы Засовской I ступень встречается лишь местами, причем высота ее увеличивается; в месте пересечения р. Б. Лабой Джелтмесской гряды I ступень круто поднимается над рекой, достигая высоты 150 м.

К югу от Джелтмесской гряды поверхность I ступени обрезается крутыми склонами гряды и исчезает. Над станицей Каладжинской I ступень снова возникает на высоте 100—110 м, образуя плоский водораздел рр. Окарты и Б. Лабы, сложенный мергелями палеогена (рис. 21, 22 и 23). Здесь поверхность I ступени является дном депрессии между

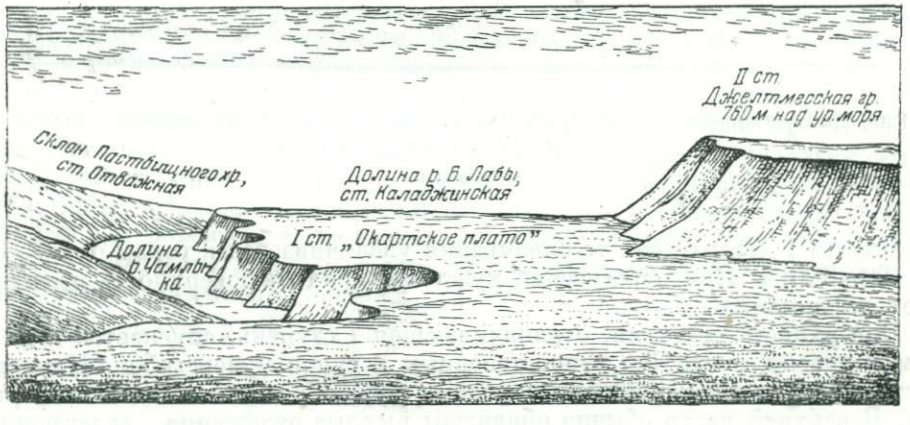

Рис. 21. Схематическая зарисовка рельефа в пределах меловой депрессии на водоразделе рр. Б. Лабы и Чамлыка.

Джелтмесской грядой и Пастбищным хребтом. При прослеживании I ступени к югу можно заметить увеличение ее высоты в месте пересечения Пастбищного хребта, где I ступень повышается от 700 до 760—770 м.

Далее к югу по правому берегу долины р. Б. Лабы I ступень прослеживается в депрессии, сложенной меловыми породами. Здесь ей соответствует ярус низких холмов, сложенных известняками нижнего мела и расчлененных долинами рр. Кунши и Ецоки на высоте 55—60 м над рекой. По левому берегу р. Б. Лабы отчетливо наблюдается изменение в высотном положении ступени на склоне Скалистого хребта (рис. 22) до абсолютной высоты 800 м (т. е. до 200 м над рекой). В Ахметовском ущелье через Скалистый хребет I ступень нами не была прослежена. Все ущелье

имеет вид молодого вреза. Б. Лаба делает здесь резкий и крутой поворот и прорывает Скалистый хребет узким ущельем.

По рр. Чамлыку (рис. 24 и 25), Урупу и Б. Зеленчуку I ступень так же, как в долине р. Б. Лабы, соответствует высоким древним террасам, возвышающимся от 40—50 до 100 м над рекой.

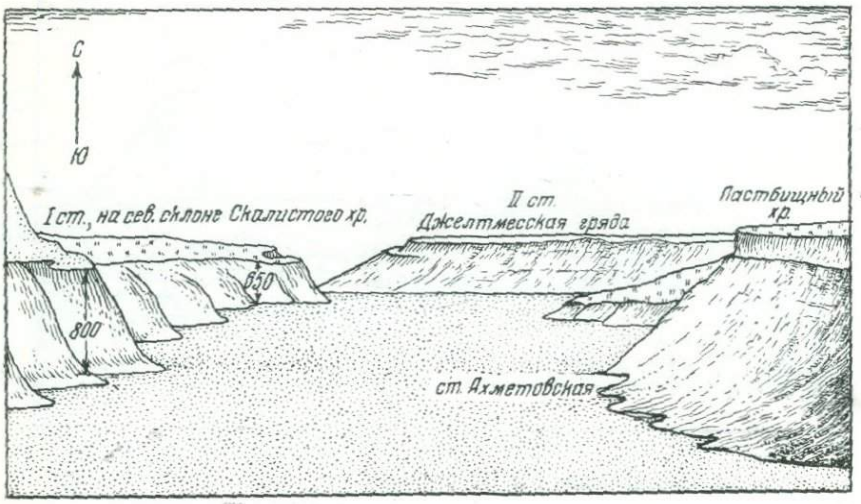

Рис. 22. Схематическая зарисовка р. Б. Лабы у станицы Ахметовской.

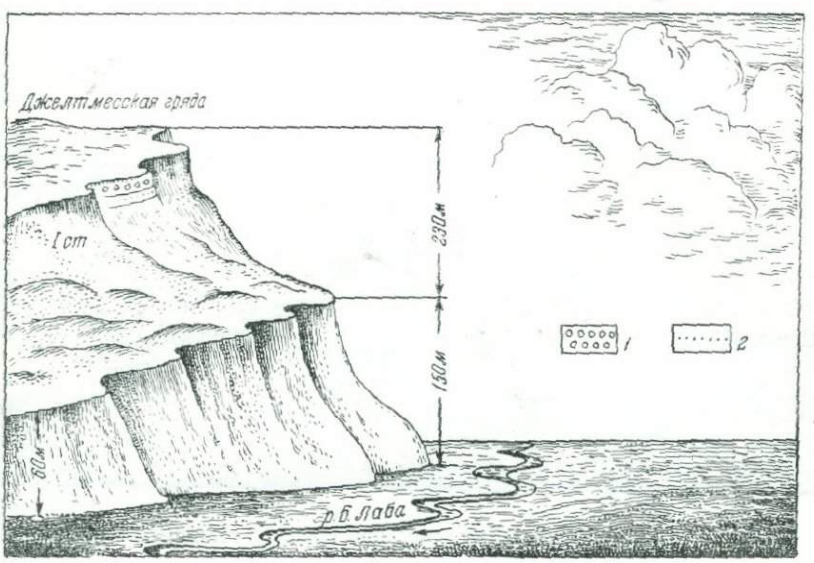

Рис. 23. Схема строения долины р. Б. Лабы у станицы Каладжинской

1 — галечник; *2* — рыхлые наносы.

В долине р. Уруна у станицы Удобной I ступень является хорошо выраженной террасой высотой 35—40 м; на левом берегу реки она развита на коренных выходах белых известняков в районе хуторов Лазарчуки и Романчуки. Вниз по долине р. Уруна I ступень левого берега быстро снижается и исчезает в районе станицы Отрадной; по правому берегу она

продолжается дальше станицы Отрадной на тех же высотах, но нами не прослеживалась. Вверх по долине р. Урупа от станицы Удобной I ступень морфологически выражена только на левом берегу реки, причем высота

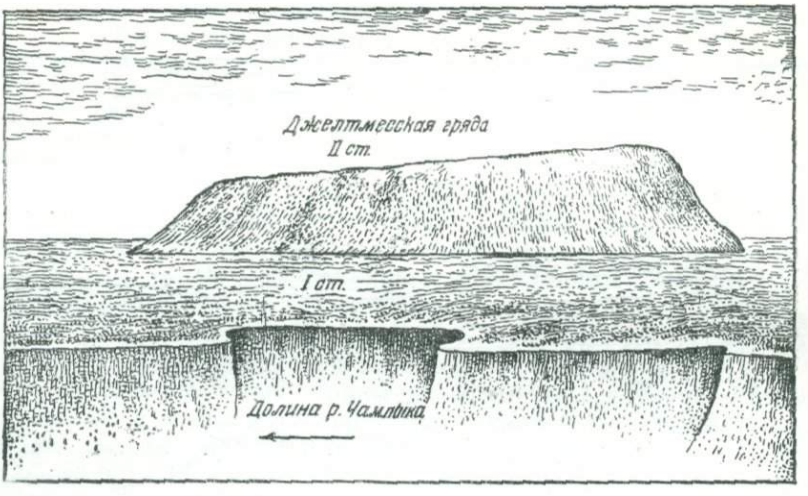

Рис. 24. Соотношение I и II ступеней на правобережье долины р. Чамлыка в районе станицы Упорной.

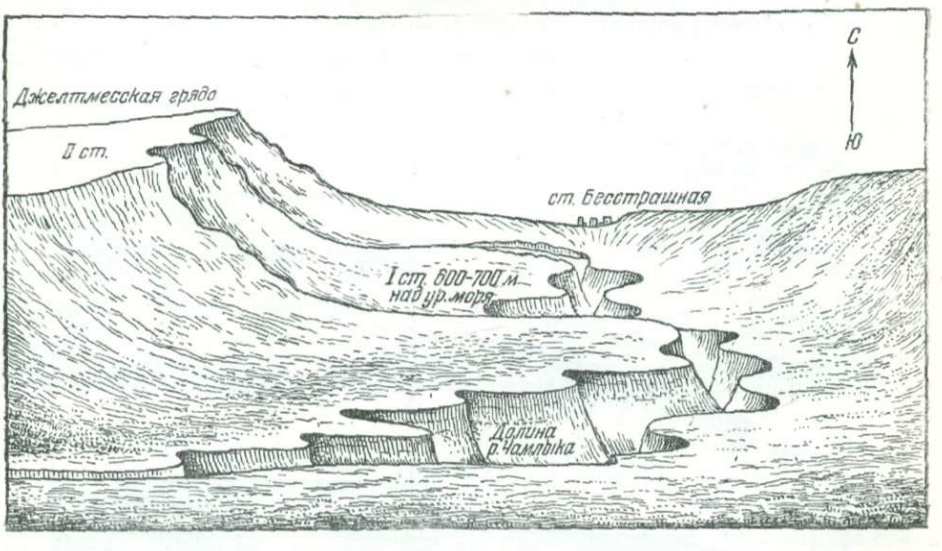

Рис. 25. Южные склоны Джелтмесской гряды у станицы Бесстрашной.

ее заметно увеличивается по мере приближения к Пастбищному хребту; при пересечении его имеется четко обозначенный уступ склона на высоте 60—65 м. Нужно отметить, что в долине р. Урупа I ступень выражена плохо и местами так узка, что не поддается картированию.

В долине р. Б. Зеленчука I ступень выражена очень хорошо (рис. 26 и 27). Она соответствует здесь террасам высотой 50—60 м, которые повышаются при пересечении куэстовых гряд и в области Северо-юрской депрессии достигают 100 м. У хут. Зеленчук-Мостовой I ступень

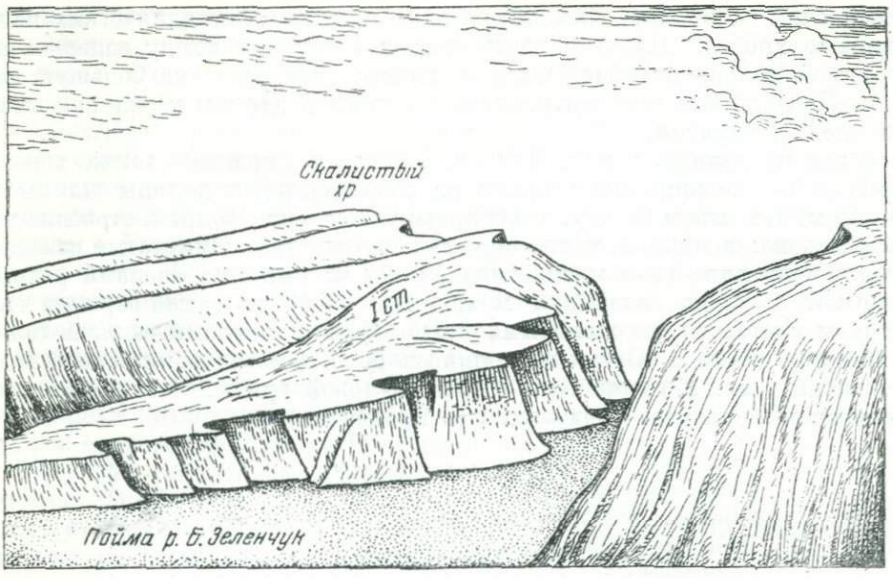

Рис. 26. Схематическая зарисовка ущелья р. Б. Зеленчука в месте пересечения Скалистого хребта.

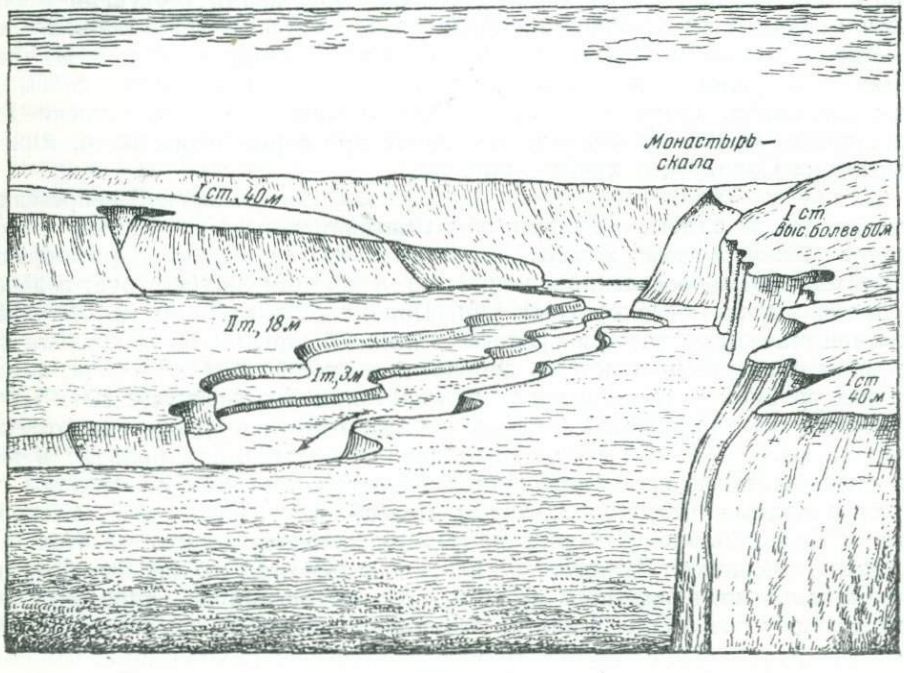

Рис. 27. Схема строения долины р. Б. Зеленчука в районе хут. Чокрак.

отвечает хорошо выраженной террасе высотой 45—55 м и шириной до 300 м. Верхняя часть террасы сложена однообразной рыжевато-серой толщей лессовидного суглинка мощностью 20 м. Ниже обнажается двухмет-

ровый слой галечника, состоящего из обломков кристаллических пород Главного хребта. Нижняя часть склона I ступени всюду задернована. Коренной цоколь не обнажается и, видимо, погружен на большую глубину. Поверхность ступени ровная, с легким подъемом к склонам вышележащей II ступени.

Выше по долине, у хут. Чокрак, I ступень выражена также хорошо, образуя четкие широкие террасы на обоих склонах долины на высоте 40—45 м. На левом берегу, у верхнего конца хут. Чокрак, строение террасы таково: в нижней части обрыва залегают тонкоплитчатые известняки нижнего палеогена мощностью 25—30 м; выше со следами размыва залегают 3 слоя галечника мощностью 8—10 м; самая верхняя часть террасы слагается лессовидными суглинками с линзами мелкой гальки мощностью до 16 м. Вверх по долине хорошо заметно повышение уровня I ступени (рис. 27) при пересечении Меловой гряды. Состав галечника приведенного разреза следующий (в процентах):

Гранитоиды и гнейсы	40
Зеленокаменные породы	40
Основные темноцветные породы	10
Пермские красноцветные песчаники, конгломераты, сланцы	10

Сохранность галек хорошая, но несколько хуже, чем на низких террасах. Есть отдельные выветрелые гальки, для которых характерны их общая «обветренность», «ржавая загорелость» и бóльшая сцементированность. Эти внешние особенности галечных обнажений I ступени издали резко отличают их от серовато-сизых галечных обнажений низких террас.

Вверх по долине I ступень становится менее четко выраженной, представляя в районе станицы Исправной полосу разобщенных одновысотных холмиков, примыкающих к вышележащим склонам II ступени. Выше станицы заметно повышение I ступени при пересечении долиной р. Б. Зеленчука Скалистого хребта (рис. 26).

К югу от Скалистого хребта в пределах Северо-юрской депрессии I ступень вновь сильно расширяется. Повышаясь до 100—120 м, она образует 100-метровые холмы, окаймляющие озеровидные расширения речных долин, пересекающих депрессию, и местами соответствует водоразделам соседних консеквентных рек. Поверхность ступени срезает сланцево-песчаниковые породы средней и нижней юры. Высота ступени над уровнем моря увеличивается с запада на восток от 300 до 1000 м; высота же над уровнем реки остается строго постоянной и достигает 100—120 м.

Вдоль речных долин I ступень в Северо-юрской депрессии отвечает террасе высотой 100 м, всюду прекрасно выраженной в рельефе в виде плосковершинных гряд, вдающихся лесистыми мысами со стороны гор в озеровидные котловины станиц Псебайской, Преградной, Сторожевой и Зеленчукской. Очень характерно внезапное окончание этих гряд у южного подножия Скалистого хребта. Здесь концы их как бы обрезаны, оканчиваясь клиновидными мысами, не доходящими до склонов хребта. Отсутствуют они также ниже по течению в ущельях, прорезающих Скалистый хребет, и появляются только на его северных склонах, где высота уступа I ступени обычно больше, чем в Северо-юрской депрессии; далее к северу высота уменьшается до 50—60 м. Таким образом, I ступень как бы оборвана по линии южного склона Скалистого хребта и приподнята при его пересечении.

Во многих местах Северо-юрской депрессии на поверхности 100-метровой террасы сохранился слой галечника, иногда прочно сцементирован-

ного в конгломерат. Близ хут. Соленое буровая скважина, заложенная на поверхности террасы, пройдя в галечник, 3,30 м не дошла до коренных пород. Отдельные разбросанные на поверхности гальки были нами встречены и в центральной части этого водораздела, целиком соответствующей поверхности I ступени, причем более высокие перемычки не разъединяют здесь долины рр. Б. Лабы и М. Лабы. Стометровая терраса р. Б. Лабы переходит через водораздел в аналогичные террасы р. М. Лабы, формируя днище древней долины Лабы, протекавшей, очевидно, до прорыва в Ахметовском ущелье, через район хут. Соленое и соединявшейся с р. М. Лабой в районе станицы Псебайской. Об этом факте свидетельствуют также отсутствие уступов высотой 100 м на склонах Ахметовского ущелья и резкий поворот р. Б. Лабы при пересечении Скалистого хребта.

К востоку от долины р. Б. Лабы I ступень развита меньше. Она образует узкие полосы 100-метровых террас вдоль речных долин и окаймляет озеровидные котловины ярусом 100-метровых холмов. Водоразделы крупных рек соответствуют здесь II ступени высотой 300 м.

I ступень расчленена эрозией на плосковершинные холмы и гряды; местами—на обширные платообразные возвышенности, но во всей депрессии очень хорошо прослеживается единство ее морфологии. Нерасчлененные участки I поверхности представляют почти идеально горизонтальные площадки, с резко выраженной бровкой перехода поверхности в склон, к днищу долины. В местах чередования слоев различной плотности склоны долин становятся мелкоступенчатыми. При переходе в горы, как уже было сказано, I ступень сливается со II ступенью, образующей перегибы и плоские террасовидные поверхности на высоте 300 м над днищем долин.

При прослеживании I ступени рельефа с северо-запада на юго-восток, в пределах Северо-юрской депрессии, можно наблюдать ряд ее изменений.

Тремя ступенями, образующими три сектора северного склона, I поверхность повышается с северо-запада на юго-восток. Одновременно в том же направлении происходит изменение ее морфологии в связи с изменением к востоку состава коренных пород средне- и нижнеюрского возраста.

В лабинском секторе склона (к западу от р. Б. Лабы) абсолютная высота I ступени не превышает 800 м. Ступень развита здесь на легко размываемых глинистых сланцах средней юры и расчленена на мягкоокруглые холмы и гряды с обширными участками плоских водоразделов. По долине р. Б. Лабы проходит линия, к востоку от которой высота водоразделов скачкообразно повышается на несколько сот метров. Эти высоты сохраняются на всем пространстве развития I ступени от р. Б. Лабы до р. Кубани. Относительная высота I ступени над днищем современных рек остается при этом постоянной.

В связи с изменением литологического состава коренных пород к востоку от р. Б. Лабы резко меняется и характер расчленения I ступени. Глинистые сланцы, образующие характерный рельеф мягкоокруглых холмов, сменяются к востоку от р. Б. Лабы песчанистыми и карбонатными фациями юры. Переслаивание песчанистых и глинистых пластов обусловливает структурную ступенчатость склонов, бо́льшую ущелистость долин рек и общую более резкую расчлененность всего рельефа.

Несмотря на развитие структурной ступенчатости склонов и отпрепарированность отдельных стойких пластов, поверхность I ступени всюду четко отличается от этих структурных уступов и хорошо картируется благодаря сохранению равных высот на обширной площади, причем она срезает как стойкие пласты песчаников, так и мягкие глины.

За р. Кубанью I ступень еще раз резко повышается и выклинивается у сел. Верхние Мары. Далее все древнее днище депрессии между Скалистым хребтом и отрогами Эльбруса образовано II ступенью, достигающей в этом районе высоты 2000—2300 м над уровнем моря.

II ступень рельефа является наиболее хорошо развитой ступенью Северо-Западного Кавказа и играет ведущую роль в его морфологии. В пределах изученного района она представлена как своей придолинно-эрозионной частью, так и водораздельно-денудационной.

Тектоническими процессами ступень значительно деформирована; *поэтому установление единства ее частей, а также изучение строения* рыхлых отложений, развитых на ее поверхности, ведет к выяснению ряда важных моментов формирования рельефа северного склона и помогает анализу новейших тектонических движений, происходивших в этой области.

II ступень развита от северных границ исследованного района до Главного хребта. На севере она соответствует возвышенным центральным частям подгорной равнины на междуречье рр. Б. Лабы, Уруна и Б. Зеленчука, с абсолютными высотами 380—450 м и превышением над долинами на 100—120 м. Здесь ступень сложена рыхлыми наносами, галечниками и лессовидными суглинками; рельеф ее представляет приподнятую равнину, расчлененную пологими балками и логами на ряд *мягких увалов, придающих всей местности слегка волнистый характер.* Склоны пологи и спускаются к долинам широкой ступенью.

Гальки отложений, развитых на II ступени, очень сильно разрушены, часто образуют рухляки, рассыпающиеся в дресву от прикосновения руки.

Плохая их сохранность во всех обнажениях II ступени, местами полная нарушенность внутренней структуры породы и даже замещение ее иным материалом чрезвычайно резко отличают галечники II ступени от всех нижележащих галечниковых горизонтов (I ступени и террас).

В карьере, по дороге из станицы Лабинской в станицу Вознесенскую, можно наблюдать следующий разрез (сверху вниз):

Почва.

Галечник, переслаивающийся песчанистым материалом.

Конгломерат, сцементированный белым известняковистым цементом.

Галечник, состоящий из гальки кристаллических пород, заключенных в ржаво-рыжем песке.

Состав галечника следующий (в процентах):

Осадочные породы (преимущественно песчаники)	25
Гранитоиды	30
Зеленокаменные породы	20
Пермские красноцветные конгломераты	10
Кварц	10
Другие кристаллические породы	5

Сохранность гальки очень плохая.

По линии, проходящей через станицы Владимирскую, Вознесенскую и Попутную, наблюдается прямолинейный, ярко выраженный в рельефе, *уступ, отделяющий равнину от северных окончаний куэстовых гряд.* Высота уступа не превышает 25—35 м.

Характерно, что поверхность выравнивания II ступени, формирующая подгорную равнину к северу от указанного уступа, резко кончается

у его подножия, и на аналогичных высотах к югу от уступа ее проследить не удается. Однако выровненная поверхность, покрытая совершенно аналогичным горизонтом сильно разрушенного галечника, продолжается на бо́льшей высоте к югу от уступа и, отделенная им от нижележащей равнины, составляет пологий северный склон Джелтмесской гряды. Здесь мы видим хорошо выраженный в рельефе перегиб поверхности II ступени, по всей вероятности, по линии тектонического нарушения, проходящего вдоль северных подножий предгорий (см. карту 1, стр. 14—15).

Северная, опущенная часть II ступени представляет собой равнину к северу от уступа, южная, приподнятая образует Джелтмесскую гряду (рис. 20) с ее плоским водоразделом и длинными северными отрогами.

Плоская поверхность северного склона Джелтмесской гряды постепенно повышается к югу от 500—600 до 850—900 м. Превышение водораздела над дном долин увеличивается в том же направлении от 130—150 до 300—350 м.

Сильно отличается характер расчленения II ступени на междуречье рр. Б. Лабы с Урупом и Урупа с Б. Зеленчуком.

На междуречье рр. Б. Лабы с Урупом II ступень расчленена очень сложно. Единый северный склон Джелтмесской гряды, образованный этой ступенью, прорезан здесь многочисленными притоками рр. Б. Лабы и Урупа и рассечен ими на ветвящиеся и расходящиеся к северу отроги. Водораздел же р. Урупа с р. Б. Зеленчуком образован сплошной грядой, плоская поверхность которой достигает в ширину 4—5 км. Джелтмесская гряда всюду обрывается на юг пологим, но отчетливо выраженным выпуклым эскарпом (рис. 25), местами задернованным, местами скалистым. К югу от нее расположена депрессия, отделяющая гряду от Пастбищного хребта.

Весь сложно расчлененный северный склон Джелтмесской гряды на междуречье рр. Б. Лабы, Урупа и Б. Зеленчука покрыт сплошным чехлом галечника, состоящего из полуразрушившихся, выветренных галек, местами сильно сцементированных белым известняковистым цементом. Галечник залегает на разнообразных высотах: от 500 м на северных окончаниях отрогов до 850—900 м на южном водораздельном гребне гряды. Таким образом, здесь высоко поднятое обширное галечниковое поле расчленено современной речной сетью. Распространение галечного горизонта прослежено нами и описано в ряде разрезов в разных точках Джелтмесской гряды.

Наиболее полный и типичный разрез встречен на гребне гряды близ хут. Красная Вышка в верховьях рр. Синюхи и Джелтмеса (отсюда — название «джелтмесский аллювиальный горизонт»). Обнажение представляет собой два искусственных карьера галечника с видимой мощностью 4—5 м. Галечник залегает горизонтально с перемежающимися слоями гальки различной крупности, разделенными линзами песка. В правом краю южного карьера выходит косослоистый, наклонно залегающий крупный галечник. Местами наблюдается плохо прослеживаемая волнистость галечных слоев.

Характерны сцементированность галечника песчанистым материалом и чрезвычайно сильная выветренность галек. В громадном большинстве гальки едва сохраняют свою форму и рассыпаются в дресву при сжатии рукой. Особенно разрушены гальки светлых гранитов, а также красноцветные песчаники и сланцы, которые чаще всего образуют округлые гнезда, обрисовывающие контуры когда-то существовавшей и разрушен-

ной гальки. Некоторые породы настолько разложены, что определить их состав невозможно.

Песок, образующий цемент, содержит обильные включения выветрившихся галек, сохранивших лишь форму и структуру, но по составу почти не отличающихся от окружающей массы. Хорошо сохранились гальки кварца, несколько хуже — гальки юрских песчаников. В целом в разрезе карьера преобладают гальки светлого гранита.

Галечники, обнажающиеся у хут. Красная Вышка, располагаются на поверхности, срезающей мшанковые известняки и песчаники третичного возраста.

Состав галечника следующий (в процентах):

Светлые граниты	25
Розовые »	10
Красные эффузивы	5
Зеленокаменные породы	5
Осадочные породы (песчаники типа юрских)	20
Красноцветные пермские песчаники	10
Базальные юрские конгломераты	9
Кварц	15
Светлая глинистая, сильно выветрившаяся порода	1

Кроме обнажения у хут. Красная Вышка, имеется еще ряд разрезов на склоне и гребне Джелтмесской гряды. Одно из обнажений расположено на гребне водораздела между рр. Урупом и Б. Зеленчуком в вершине балки Крестовой — правого притока р. Урупа. Оно находится в верхней части крутого склона, спускающегося от II поверхности к днищу р. Урупа, имеет ширину 4—5 м и длину по склону около 70—100 м. Обнажение представлено галечником без четко выделяемых слоев.

Состав галечника следующий (в процентах):

Гранитоиды и гнейсы	50
Зеленокаменные породы	10
Зеленовато-серые мелкозернистые породы	9
Кварц	10
Красноцветные пермские породы	1
Основные породы типа габбро	20

Сохранность галечника вполне аналогична сохранности галечника джелтмесского разреза; очень сильна выветренность отдельных галек. Характерно обилие галек основных пород, что, вероятнее всего, связано с приносом их древними потоками с восточной половины Передового хребта, лежащей в пределах бассейна рр. Б. Зеленчука и Урупа.

На водоразделе рр. Б. Лабы и Чамлыка, в верхней части склона долины р. Б. Лабы, имеются два обнажения галечника размером 2 × 20 м. Характерна сильная сцементированность галек белым известковым цементом. В средней части обнажения проходит слой конгломерата, цемент которого состоит из мелкогалечного и песчаного материала, пропитанного белым известковистым раствором. Обычны сильная выветренность и плохая сохранность галек, особенно гранитных.

Состав галечника следующий (в процентах):

Песчаники (средняя юра)	40
Кварц	40
Гнейсы	10
Граниты (сильно выветрелые)	10

В обнажениях на водоразделе рр. Синюхи и Грязнухи, а также на водоразделе правого и левого истоков р. Грязнухи, наблюдаются галечники следующего состава (в процентах):

Песчаники (очень сильно выветрелые)	50
Гранитоиды	25
Краснопветные песчаники и сланцы	5
Кварц	20

В ряде мелких обнажений на плоской поверхности гряд междуречья рр. Б. Лабы, Урупа и Б. Зеленчука в изобилии встречаются россыпи галек кристаллических и осадочных пород; ими же насыщены нижние слои почвы. На водоразделе рр. Урупа и М. Тегиня на плоской вершине холма имеются массовые россыпи галечника.

Состав галечника следующий (в процентах):

Осадочные породы (сланцы и песчаники юрского возраста)	40
Зеленокаменные породы	20
Гранитоиды	15
Краснопветные породы перми	20
Другие породы	5

В обнажении встречено много сильно выветрившихся галек джелтмесского типа. Галечный горизонт джелтмесского типа, прослеживающийся от подножий Джелтмесской гряды до ее гребня, оборван на юге уступом этой гряды к лежащей внизу депрессии.

Продолжение джелтмесского галечного горизонта обнаружено на поверхности холмов и гряд, расположенных в осевой части этой депрессии. Не вызывает сомнения одновозрастность галечников гряды и депрессии, так как и петрографический состав, и внешний облик галек совершенно одинаковы в обоих местах. Так же, как и у северных подножий Джелтмесской гряды, здесь видно нарушение единого галечного горизонта, сопровождающееся резким перегибом рельефа, который отвечает южному эскарпу гряды. Расположенное ниже гребня на 100—200 м днище депрессии соответствует II ступени рельефа, видимо, тектонически опущенной или отставшей в своем поднятии от Джелтмесской гряды.

В пределах центральной части депрессии II ступень имеет высоту 700—750 м и повышается над речными долинами на 130—150 м. Она образуется на мергелях, мергельных сланцах и глинистых песчаниках фораминиферовой свиты. В зоне развития этих пород преобладает холмисто-увалистый рельеф с широко разветвленной сетью неглубоких балок, разделяющих плосковершинные, с мягкими склонами, холмы и неправильной формы возвышенности (рис. 28).

С приближением II ступени к Пастбищному хребту высота ее увеличивается, достигая на северном склоне хребта, 800—850 м. Продолжаясь к югу от хребта, поверхность ступени окаймляет наивысшие участки гребня, проходя под ними вдоль сквозных долин, пересекающих хребет. Последний возвышается над выровненной плоскостью ступени в виде скалистой гряды.

Особенно хорошо террасовидные поверхности II ступени прослеживаются по долине р. Уруп при пересечении ею Пастбищного хребта (рис. 29) и в верховьях р. Теснина, прорывающей хребет в районе хут. Школьного. Здесь, в верхней части склонов р. Теснина, наблюдается прекрасно выраженная широкая терраса на высотах 800—900 м. Она подходит

к гребню Меловой гряды с севера и через понижение гребня в районе хут. Школьного переходит на южный склон, где ей соответствуют обширные поверхности на высоте 800—850 м. На этих поверхностях под южным

Рис. 28. Зарисовка рельефа в пределах третичной депрессии.

обрывом Пастбищного хребта, у спуска тропы в станицу Ахметовскую, было обнаружено обнажение галечника, по внешним признакам аналогичного джелтмесскому галечному горизонту.

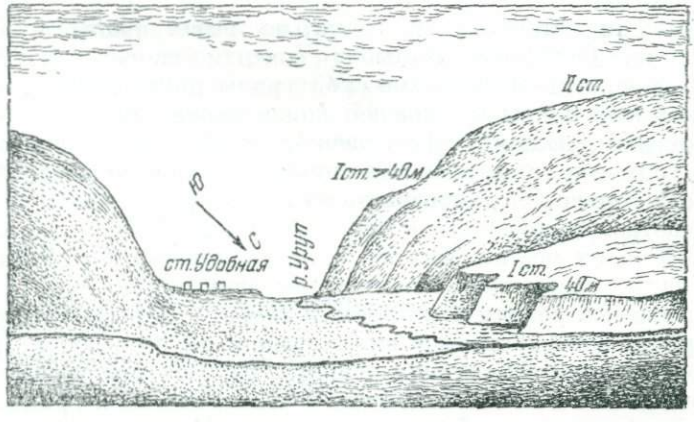

Рис. 29. Схема строения долины р. Урупа в месте пересечения Пастбищного хребта.

К югу от Пастбищного хребта II ступень соответствует днищу депрессии, выполненной меловыми отложениями; ступень особенно хорошо развита на междуречье рр. Б. Лабы и Урупа, где наблюдаются обширные, выровненные, слегка волнистые плато на высотах 800—900 м. На плоской поверхности этого плато, сложенного известняками и гипсами, в изобилии развиты карстовые воронки, шахты и карстовые озера (оз. Черное). По мере приближения к Скалистому хребту II ступень испытывает заметное повышение, однако, высокий гребень хребта повсюду возвышается над ней.

У Скалистого хребта поверхность II ступени формирует пониженные участки гребня и отвечает широким террасам, развитым на северном склоне хребта. На водоразделе рр. Б. Зеленчука и Урупа, на пониженной, приречной части гребня (высота 950 м), был обнаружен пласт галечника, сходного по составу с галечником джелтмесского горизонта.

Прослеживаясь в виде высоких террас (1200—1300 м) под гребнем Скалистого хребта, II ступень проходит на 300 м ниже его по долинам рек в Северо-юрскую депрессию. Таким образом, II поверхность отмечает места прорыва этого хребта древними долинами (рис. 30) и свидетельствует о большей древности гряды Скалистого хребта, чем возраст II поверхности. В момент прорыва Скалистый хребет и Меловая гряда, уже существовали в виде скалистых известняковых кряжей, возвыша-

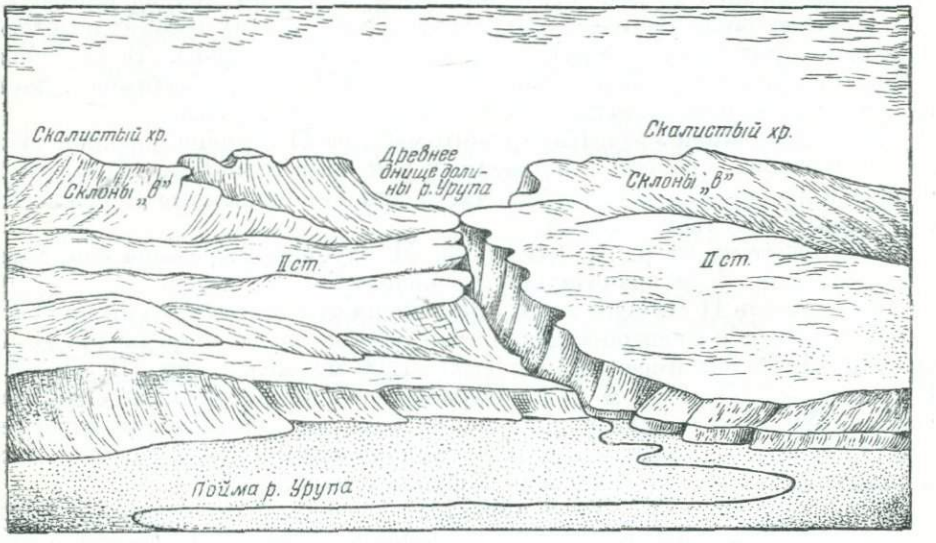

Рис. 30. Схема строения долины р. Урупа в месте пересечения Скалистого хребта.

ющихся над днищем древних речных долин на 250—300 м. В своей работе по бассейну р. Малки Н. И. Николаев (1940 г.) описывает совершенно аналогичное явление прохождения высокой поверхности выравнивания (возраст ее он определяет как верхнеплиоценовый) ниже гребня Мелового и Скалистого хребтов, считая, что в момент выработки этой поверхности Меловая гряда и Скалистый хребет уже существовали и имели тот же облик куэстовых уступов.

Южнее Скалистого хребта II ступень рельефа получает широкое развитие в пределах Северо-юрской депрессии, отвечая основным водоразделам консеквентных долин; она расположена здесь на абсолютных высотах 1200—1300 м, возвышаясь на 300 м над дном современных долин и соответственно на 200 м над поверхностью I ступени. К востоку абсолютные высоты ступени увеличиваются.

Поверхность II ступени была нами прослежена за пределами района исследований до водораздела рр. Кубани и Малки, где она восходит до высот 2000—2300 м, проявляясь здесь в виде обширных выровненных плато.

В центральной части Северо-юрской депрессии II ступень наблюдается главным образом в южной половине депрессии, примыкающей к подножию отрогов Передового хребта. В северной части депрессии, под Скалистым хребтом, II ступень развита в виде неширокихтеррасовидных уступов в верхней части южного склона хребта.

В самой северо-западной части района, между долинами рр. М. Лабы и Б. Лабы, II ступень почти не наблюдается; встречаются лишь отдельные, очень небольшие клочки террасовидных уступов высотой около 300 м. Видимо, на этом участке древнего стока р. Б. Лабы, II ступень подвергалась особенно интенсивному размыву и разрушению. На междуречьях Б. Лабы и Кубани II ступень развита значительно больше. Особенно хорошо она прослеживается между долинами рр. Урупа и Кяфара, где ей соответствует обширное, слегка волнистое «плато» с абсолютными отметками 1300—1350 м. Поверхность его расчленена пологими долинами — *остатками древней речной сети — на ряд холмов, имеющих мягкие очертания*. Нередко наблюдаются следы перехватов долин этих древних водотоков молодыми притоками р. Урупа (перехват р. Бульварки). В верховьях р.Бижгона (приток р. Кяфара) на поверхности II ступени были обнаружены галечники, сцементированные в плотные конгломераты.

Приречные края Уруп-Кяфарского массива II ступени довольно сильно расчленены эрозией современных рек на фестончатые мысы, отчлененные и изолированные останцы, часто сильно пониженные по сравнению с основным массивом ступени.

К юго-востоку от р. Б. Зеленчука II ступень выражена еще достаточно хорошо, хотя значительно расчленена.

Поверхность II ступени полого наклонена от гор к депрессии и ступенчато поднимается с северо-запада на юго-восток; на междуречье рр. Б. Лабы и М. Лабы она имеет высоты 1100—1200 м, между рр. Б. Лабой и Кубанью — 1200—1400 м и на Кубано-Терском водоразделе достигает высот 2000—2300 м над уровнем моря. Характер расчленения поверхности II ступени изменяется в этом же направлении в связи с изменениями абсолютной высоты и литологии коренных пород.

К востоку от р. Б. Лабы нарастает песчанистость юрских осадков, слагающих депрессию, и, кроме того, появляется карбонатная пачка аалена, придающая характерные черты рельефу депрессии и, в частности, рельефу II ступени. В местах совпадения поверхности II ступени с выходами карбонатной пачки (междуречье рр. Б. Лабы и Урупа) II ступень *приобретает своеобразный рельеф столовых плато и плосковерхих останцовых горок*, дающих отвесные обрывы.

На Кубано-Терском водоразделе II ступень образует широкие выровненные пространства Бечесынского плато (2000—2300 м), выработанного на карбонатных и песчаниковых породах юры. Рельеф плато образован плоскими, слегка волнистыми водоразделами, ограниченными крутыми скалистыми склонами к долинам рр. Малки, Мары и Кубани. Скалистый хребет возвышается над поверхностью плато, сочленяясь с ним обрывистым уступом. С юга к плато примыкают крутые склоны высокогорных отрогов Эльбрусского массива. Северо-юрская депрессия, таким образом, принимает в Эльбрусском районе вид высокоподнятого, плоскодонного и крутостенного лога.

Л. А. Варданянц (1934 г.) характеризует Бечесынское плато как «пенеплен размыва» и поверхность его считает единой плоскостью со Скалистым хребтом. Южные крутые склоны Бокового хребта Л. А. Варданянц считает сбросовыми поверхностями, смещение по которым происходило в четвертичное время. Н. И. Николаев (1940 г.) совершенно справедливо отмечает, что поверхность плато не представляет единой поверхности со Скалистым хребтом, а проходит ниже его на 500 м. Он подвергает *сомнению и сбросовую природу склонов Бокового хребта*, возраст которого считает древнее поверхности выравнивания плато. Поверхность Бечесынского плато Н. И. Николаев сопоставляет с так называемой Ар-

мянской террасой Минераловодского района, которой соответствуют галечники г. Машука с остатками Elephas meridionalis, что позволяет сделать вывод об ее верхнеплиоценовом возрасте. Эта же поверхность определяется как гюнцская и другими авторами (А. Л. Рейнгард, Г. Ф. Мирчинк).

При сопоставлении данных Н. И. Николаева с нашими стало очевидно, что возраст прослеживаемой нами II поверхности действительно является относительно более молодым, чем возраст гребней Мелового и Скалистого хребтов, которые островами возвышаются над этой поверхностью. Водораздельные площадки и крутые склоны этих хребтов — остатки относительно более древнего рельефа. Данные Н. И. Николаева о верхнеплиоценовом возрасте II поверхности выравнивания, а также доводы Г. Ф. Мирчинка и А. Л. Рейнгарда представляются нам более убедительными, нежели взгляды Л. А. Варданянца, который, в сущности ни на что не опираясь, значительно омолаживает возраст этой поверхности, определяя его как верхнебакинский.

К югу от Северо-юрской депрессии, в горной части северного склона, II ступень не получает широкого развития; она хорошо прослеживается вверх по речным долинам на высоте 300—350 м над рекой в виде высоких террас или перегибов склона. Один из перегибов особенно четко выражен в долинах рр. Б. Лабы, Урупа и Зеленчука. Этим перегибом резко отделяются верхние, более пологие части склонов от крутых нижних участков, образующих теснинный врез до днища долины. На высоте 300—350 м перегиб прослеживается до южных склонов Южно-юрской депрессии. В этой депрессии II ступень снова получает незначительное расширение, отвечая поверхности размытых террас. По правобережью долины Загедана и на обоих бортах долины Архыза эти террасы прослеживаются на высоте 300 м. Эта же поверхность отвечает широкому выровненному плато перевала Пхия, разделяющего Архызскую и Загеданскую котловины Южно-юрской депрессии.

В Архызской котловине, кроме днища с отметками 300 м, имеется хорошо выраженная поверхность высотой 100—120 м, отсутствующая всюду ниже аула Архыз. Возможно, что это остатки уцелевшей здесь I ступени, по каким-то причинам не сохранившейся в других частях горных долин.

Южнее Южно-юрской депрессии высота поверхности II ступени резко повышается до 450—500 м и продолжается на этом уровне до подножий Главного хребта. В троговой части долин рр. Псыша, Кызгыча и особенно верховьев Б. Лабы перегиб II ступени обычно довольно хорошо совпадает с верхней, видимо, искусственно пониженной границей леса[1]. К этому же перегибу обрываются концы висячих долин боковых притоков. Особенно резко и хорошо этот перегиб выражен в долине р. Б. Лабы к югу от устья р. Пхии, причем висячие троговые долины боковых притоков р. Б. Лабы заканчиваются на высоте 400—450 м, и ниже идет крутой эрозионный врез долины р. Б. Лабы до самого днища.

Вообще в строении северного склона Кавказа II ступень играет очень значительную роль. Восстановление основных площадей ее развития выявляет ряд сложных изменений, происшедших с этой ступенью после ее образования. В начальной стадии образования поверхность II ступени, видимо, представляла собой подножие уже существовавшего тогда Кавказского хребта и днище речных долин, языками заходивших вглубь

[1] Возможно, что вышележащие более пологие и поэтому удобные для пастбищ склоны систематически являлись местами выпаса, где молодняк деревьев уничтожался наряду с травой.

гор подобно плоским днищам современных рек. В горах II ступень была развита преимущественно как эрозионная поверхность, а на равнине отлагались галечники джелтмесского горизонта.

В период формирования II поверхности выравнивания над ней уже возвышались хребты северного склона с высотами 2500—3000 м (Передовой хребет и Главный хребет с отрогами). Были заложены Южно-юрская депрессия и главные поперечные долины северного склона. На плоских подножиях гор «прорезывались» невысокие (250—300 м) скалистые асимметричные гряды — будущие Скалистый хребет и Меловая гряда, разделенные неглубокими плоскодонными понижениями. Поперечные реки прорезали и эти гряды, местами сообщаясь в разделяющих гребни продольных долинах. Третичной гряды еще не существовало; на ее месте, видимо, происходили слияние и блуждание выходивших из гор потоков и отложение галечников джелтмесского горизонта.

При последующем поднятии горной системы произошли неравномерное поднятие II поверхности выравнивания, углубление речных долин до поверхности I ступени и оформление поверхностей врезания «б» (см. карту 1). Поднятие шло неравномерно и дифференцированно на изученной площади северного склона; одни части ступени поднимались быстрее, другие отставали, причем общим в движении II ступени было увеличение амплитуды поднятия от подножий в горы. В целом это давало на фоне полого вогнутой кривой деформации скачкообразные перегибы профиля.

На фоне общего неравномерного поднятия отдельные части ступени испытывали дифференцированные движения. Так произошли изгибы ее поверхности по окраинам ускоренно поднимавшихся юрской и меловой куэст и отставание темпа поднятия в зонах депрессий. Наконец, неравномерным поднятием была выдвинута (или выгнута) Джелтмесская гряда, оконтуренная с юга и севера зонами относительного опускания.

Новое поднятие обусловило новый врез глубиной 60—100 м, оконтуривший склоны I ступени рельефа (поверхность врезания «а»), которая целиком вложилась в уже существовавшие долины.

III ступень отвечает двум южным грядам куэстовой полосы и средневысотным отрогам Передового хребта. В горных долинах она соответствует следующему над II ступенью древнему днищу на высоте 2300—2500 м над уровнем моря, с превышением над дном долин на 800—1000 м. Поверхность ступени имеет наклон на север в 15—20°.

Единство разобщенных участков III ступени в разных районах ее развития хорошо доказывается морфологическим соотношением с нижележащими I и II ступенями рельефа. На Пастбищном, Скалистом и Передовом хребтах III ступень всюду располагается ярусом выше окружающей ее и находящейся внизу II ступени. От нижележащих ступеней III ступень отличается значительно меньшим развитием водораздельных выровненных поверхностей, их большей расчлененностью и отсутствием на них рыхлых отложений.

Видимо, ровные площадки на гребнях Меловой гряды и Скалистого хребта и плоские гребни отрогов Передового хребта являются остатками когда-то единой плоскости подножий, на которой начали закладываться депрессии к югу от Скалистого хребта (Северо-юрская) и к югу от Меловой гряды. За период длительного развития первичная поверхность выравнивания III ступени сохранилась отдельными клочками и получила наклон к равнине. Следует отметить, что к юго-востоку разница абсолютных высот Скалистого хребта и отрогов Передового хребта сглаживается. Достигая на меридиане Эльбруса 2500—2600 м, эти хребты образуют стро-

го одновысотные борта (северный и южный) плоскодонной и высоко поднятой здесь Северо-юрской депрессии.

Абсолютные высоты III ступени возрастают с севера на юг от 1200 м на Меловой гряде до 2500 м на отрогах Передового хребта. Высоты над дном долин увеличиваются от 500 до 1000 м.

Как и в предыдущих ступенях, в III ступени можно различать придолинно-эрозионную часть и водораздельно-денудационную. Первая образует древние высокие днища высокогорных долин, вторая — выровненные поверхности на водоразделах предгорий и северных отрогов гор. Самым северным участком развития III ступени являются плоский гребень Пастбищного хребта и склоны от гребня до поверхности II ступени.

В пределах района работ абсолютная высота Пастбищного хребта не превышает 1200 м, а относительная — 500 м. Гребень Пастбищного хребта представляет довольно широкую (до 1 км) выровненную площадку, протягивающуюся вдоль всего хребта. В продольном профиле гребень образует мягковолнистую линию с округлыми вершинами и обширными слабо вдавленными седловинами. Пастбищный хребет к югу обрывается эскарпом, местами — отвесным и скалистым, местами — пологим и задернованным. Ниже эскарпа почти всюду находятся площадки II поверхности выравнивания, местами прикрытые галечником. К северу понижаются длинные расчлененные склоны. От уплощенной поверхности гребня отходят более крутые склоны III ступени; ниже, на высоте 900 м, намечается перегиб склона и расположена почти горизонтальная ступень, соответствующая II ярусу.

На Скалистом хребте поверхность выравнивания III ступени выражена также горизонтальными площадками, протягивающимися вдоль всего гребня. Ширина площадок не превышает 500—1000 м, но высота Скалистого хребта больше и расчленение резче, чем у Пастбищного хребта. Абсолютные высоты достигают 1400—1600 м и увеличиваются к юго-востоку. К северу от Эльбруса высоты Скалистого хребта достигают 2600 м.

К югу III ступень оборвана отвесными склонами (поверхность «в»), образующими эскарп Скалистого хребта; к северу идет постепенное понижение склона до площадок II ступени (рис. 30). Рыхлые отложения так же, как и на Меловой гряде,— отсутствуют.

К югу от Северо-юрской депрессии III ступень отвечает зоне плосковершинных северных отрогов Передового хребта. К ним относятся хребты Хацавитая, Большой Беден, Чапал, Нахшир и др. Абсолютные высоты хребтов увеличиваются с северо-запада на юго-восток от 1800 до 2600 м. Относительное превышение над руслами речных долин достигает 700—800 м. Хребты, отвечающие III ступени, поднимаются над Северо-юрской депрессией в виде плоских, столообразных возвышенностей, резко выделяясь своей формой и светлым тоном над сине-зеленой зоной лесов, покрывающих более низкие участки депрессии.

Склоны хребтов спускаются к Северо-юрской депрессии тремя ступенями, в сторону же долин горной части — двумя ступенями. Это обусловлено явлением «расщепления» II и I поверхностей выравнивания в пределах депрессии. На фоне крупной ступенчатости наблюдается более мелкая ступенчатость склонов; число ступеней и их размеры обычно непостоянны на разных участках склона. Особенно хорошо ступенчатость выражена на пологих северных склонах. Склоны, обращенные к югу (к долинам рр. Бескеса, Урупа, Кяфара), очень круты, местами почти отвесны.

Поверхность III ступени, отвечающая водоразделу Передового хребта, представляет слегка волнистую равнину. Невысокие пологие холмы и

увалы чередуются с широкими логообразными долинами. Превышение отдельных высот друг над другом составляет 30—50 м. Мягковолнистый рельеф этой поверхности резко отличается от рельефа вышележащей, тоже выровненной поверхности, несущей на себе следы деятельности снежного покрова. Склоны хребтов расчленены эрозией на фестончатые мысы и останцовые гребни[1].

III поверхность выравнивания по относительной высоте, характеру расчленения и морфологическому положению хорошо сопоставляется с выделенной А. Л. Рейнгардом в районе Красной поляны поверхностью высотой 700 м. Возраст этой поверхности А. Л. Рейнгард (1913 г.) определяет как плиоценовый; Л. А. Варданянц (1933 г.), выделяя аналогичную поверхность в долинах Центрального Кавказа, считает ее одновозрастной (рисс-вюрмской) с более низкой 300-метровой поверхностью, развитой в этом же районе, которая последующим взбросом была поднята на большую высоту.

Данные исследованного нами района не позволяют считать III ступень аналогичной II ступени, так как в зоне куэст эти ступени прекрасно прослеживаются совместно одна над другой. Возраст III ступени следует считать более древним, чем возраст II ступени. К югу от линии, проведенной через гору Ацгара, по долине рр. Чилика и Кяфара, III ступень с высотами 2000 м исчезает и нигде южнее указанной границы не прослеживается. Морфологически ее всюду заменяет ступень, имеющая абсолютную высоту 2300—2500 м и относительное превышение над рекой в 1000—1100 м.

По указанной линии, которую мы именуем кяфарской тектонической линией, происходит резкий скачок кверху поверхности III ступени, и далее она прослеживается только на больших высотах. Повидимому, здесь проходит разлом или крутой флексурообразный изгиб поверхности с поднятием ее южной части на 250—300 м над северной. Морфологически заменяя III ступень, южная ее часть (ступень IIIа) отвечает кулисным отрогам Передового хребта с высотами 2400—2500 м.

Ступень IIIа прекрасно прослеживается на бортах высокогорных долин в виде древнего днища, возвышающегося на 1000—1100 м над тальвегом реки. На этих высокогорных террасах, лежащих в зоне субальпийских лугов, обычно находятся основные скотопрогонные тропы, пастбища, пастушьи коши и стоянки скота.

На северном склоне хр. Абишира-Ахуба, в Архызской котловине, ступень IIIа имеет характер широкого террасовидного уступа, окаймляющего в виде плоского подножия острые альпийские гребни. Рельеф ступени, несмотря на ее генетическое и возрастное единство с III ступенью, отличается от последней благодаря более высокому положению. Высоты 2300—2500 м над уровнем моря совпадают с зоной максимальной снежности северного склона. Об этом говорят как многочисленные «перелетки» снега, залеживающиеся здесь почти все лето, так и прямые наблюдения, проведенные на аналогичных высотах в Кавказском государственном заповеднике[2].

Морфология ступени IIIа ярко свидетельствует об огромной роли длительно лежащего снежного покрова. Наличие снегового покрова в течение большей части года ведет к значительной консервации выровненного рель-

[1] Зона периферического расчлененного рельефа свойственна окраинным приречным частям всех ступеней.

[2] По данным, приведенным в работе А. А. Насимовича (1939 г.), мощность снегового покрова на плоской поверхности, на высотах, соответствующих ступени IIIа, достигает в Кавказском государственном заповеднике 5 м.

ефа поверхности ступени, предохраняя его от эрозионных процессов, не успевающих развиваться за слишком короткий бесснежный период.

Процессы морозного выветривания при неравномерном стаивании снежного покрова ведут к образованию своеобразного «луночного» микрорельефа на описываемой поверхности IIIа, резко отличающего ее от мягковолнистого рельефа III поверхности. «Луночный» микрорельеф представляет пятнистое чередование замкнутых овальных понижений и округлых холмиков. Лункообразные западинки испещряют, как оспой, поверхность хребтов снежной зоны.

На склонах поверхности IIIа к III и II ступеням развиты зачаточные, обычно задернованные микроцирки, внешне похожие на ледниковые кары, но, очевидно, обязанные происхождением деятельности снега. Характерные процессы, развивающиеся на поверхности выравнивания ступени IIIа будут описаны более детально при характеристике вертикальной зональности рельефа.

Возраст ступени IIIа мы считаем аналогичным возрасту III ступени. Время образования тектонического нарушения, разорвавшего некогда единую III поверхность, соответствует тому времени, в которое закончилось образование III поверхности и начался новый цикл врезания «в».

Как уже отмечалось, характер кяфарского нарушения остается неясным. Можно с одинаковым правом предполагать здесь как взбросовое движение с нарушением слоев, так и крутой флексурообразный изгиб поверхности. Помимо разрыва единой III поверхности, нарушение хорошо подчеркивается также линиями продольных долин рр. Чилика и Кяфара и резким коленообразным изгибом долины р. Б. Зеленчука. Для точного определения характера кяфарского нарушения необходимо проведение дополнительных детальных геологических и геоморфологических исследований.

Две следующие, наивысшие ступени (IV и V) рельефа северного склона морфологически резко отличаются от описанных трех ступеней. Они интенсивнее и глубже расчленены процессами эрозии; плоские участки поверхностей выравнивания, столь характерные для нижних ярусов, здесь почти не сохранились. Одновысотность ступени устанавливается не по наличию единой выровненной поверхности, а по одновысотности скалистых гребней и вершин. Расчленение верхних ступеней происходит как за счет процессов водной эрозии, так и вследствие интенсивного морозного выветривания и ледниковой эрозии, придающих их рельефу характерный альпийский облик. Обе верхние ступени составляют высокогорный альпийский рельеф Северо-Западного Кавказа.

Основными составляющими элементами рельефа высокогорных ступеней являются поверхности врезания — склоны, сочетание которых в основном и образует рельеф высокогорий. Площадь водораздельных выровненных поверхностей крайне невелика, происхождение же имеющихся небольших выровненных площадок в высокогорной зоне часто бывает связано с деятельностью морозного выветривания. В условиях интенсивных процессов выветривания образование плоскостей может происходить за счет слияния днищ нескольких соседних ледниковых каров при «сбривании» процессами морозного выветривания разделяющего их гребня.

Подобные выровненные участки имеют широкое развитие в зоне высокогорий. Они отличаются от эрозионно-денудационных поверхностей выравнивания незначительностью площадей и отсутствием приуроченности к какому либо определенному гипсометрическому уровню, почему они и распространены по всей зоне альпийского рельефа в пределах

от 2800 до 4000 м[1]. Плоские участки такого рода ни в каком случае не могут дать обширных одновысотных поверхностей или водоразделов и в совокупности ведут к еще большей расчлененности и ступенчатости рельефа. Это резко отличает указанные плоскости от поверхностей выравнивания, образовавшихся внизу в виде равнин подножий, поднятых затем на большие высоты тектоническими движениями.

Интенсивная расчлененность рельефа высокогорий обусловлена, таким образом, двумя причинами:

1. Длительностью денудационных процессов, которые глубоко и сильно размыли и расчленили первичный рельеф. Об этом свидетельствует наличие нескольких циклов врезания, ярко проявленных в рельефе высокогорных зон в виде трех (местами—четырех), вложенных одна в другую долин. Плоско-выровненные элементы за период длительного существования высоких ступеней успели значительно разрушиться.

2. Современным высоким положением высокогорных ступеней в зоне, где широко развиты процессы морозного и механического выветривания, дополнительно расчленяющие рельеф и придающие ему характерный альпийский облик. IV ступень отвечает зоне альпийских высокогорий без современного оледенения; V ступень представляет высшую зону альпийских высокогорий с современным оледенением.

IV ступень рельефа занимает абсолютные высоты от 2300 до 3000 м при относительном превышении над долинами до 1500 м. Она составляет основную часть безледниковых высокогорий Передового хребта и альпийские, лишенные современных ледников, отроги Главного хребта. К западу от р. Б. Лабы IV ступень соответствует всей высокогорной зоне Главного и Передового хребтов.

Рельеф IV ступени представлен типично альпийским комплексом форм. Гребни хребтов островерхие, скалистые, вершины большей частью являются пиками-карлингами. Склоны хребтов изъедены нишеобразными углублениями каров, речные долины имеют форму ледниковых трогов. Часто встречаются каровые и моренные озера. Наряду с гляциальным комплексом форм макро- и микрорельефа развит также комплекс соответствующих ледниковых отложений.

Современное оледенение отсутствует, но снега, долго залеживающиеся в каровых цирках северных склонов, способствуют энергичному развитию процессов морозного выветривания. Это ведет к развитию карообразования на склонах и поддерживает свежесть альпийского рельефа. Чрезвычайно распространены также процессы осыпания и обвалов, чему способствуют как интенсивность процессов выветривания на больших высотах, так и крутизна склонов.

Гребни и пики высотой до 3000 м образуют зону одного уровня, по которой легко восстанавливается первичная поверхность IV ступени, расчлененная последующими деструктивными процессами до степени альпийского рельефа. Постоянство исходной высоты IV ступени является ее характерной чертой и отличает ее от вышележащей V ступени. Эта черта свидетельствует о том, что процессы денудации хотя и уничтожили почти нацело исходную плоскость, однако еще не нарушили ее одновысотность путем денудации противоположных склонов. Другой характерной чертой IV ступени является постоянство ее высоты при движении с северо-запада на юго-восток. Ширина IV ступени очень значительна; область ее развития охватывает зону высокогорий от Главного до Передового хребта.

[1] Высота зоны меняется в зависимости от экспозиции склонов.

Склоны от IV поверхности к днищам рассекающих ее долин отличаются большой протяженностью, сложностью расчленения и ступенчатостью. Они несут на себе следы 4 циклов врезания (поверхности врезания «б», «в», «г», «д»), разделенных 3 террасовидными ступенями (II, III и IIIа).

Склоны «д» являются склонами, непосредственно ограничивающими IV ступень, и соответствуют циклу врезания от IV поверхности к III поверхности. На большей части протяжения склоны «д» в настоящее время являются типично гляциальными склонами ледниковых цирков, особенно ярко выраженных на северных и северо-восточных склонах.

V ступень рельефа располагается на высотах более 3000 м и соответствует зоне высокогорных альпийских гребней Передового и Главного хребтов. На последнем она несет обширное современное оледенение. Наибольшие высоты достигают отметки около 3800 м (массив горы Софии).

V ступень характеризуется значительно большей нарушенностью своей исходной поверхности, чем она отличается от IV ступени. Амплитуда колебания высоты отдельных пиков и гребней V ступени достигает сотен метров. Это обстоятельство свидетельствует не только об интенсивном расчленении первоначальной макроформы V ступени, но и о далеко зашедшей встречной денудации противоположных склонов, сильно нарушившей одновысотность линии гребней. Поэтому V ступень выделяется условно, по признаку наличия высокогорного яруса высот с отметками более 3000 м[1].

V ступень в районе исследований развита не всюду. Впервые она появляется к востоку от долины р. Б. Лабы, где Передовой и Главный хребты испытывают резкое повышение до высот 3700—3800 м.

Характер расчленения V ступени — типично альпийский, с острыми, резко расчлененными гребнями; морфологический комплекс близок к только что описанному типу рельефа IV ступени. Однако благодаря большим высотам, более глубокому расчленению и наличию современного оледенения рельеф приобретает еще более резкие черты с преобладанием скалистых обнаженных склонов. Огромную роль играют процессы осыпания, обвалов и моренообразования вокруг современных ледников.

Поверхности врезания «е» от поверхности V ступени к IV ступени почти не могут быть выражены в масштабе карты вследствие своей крутизны.

Как IV ступень, так и V ступень рельефа не имеют изученных аналогов в соседних районах Кавказа с определением примерного их возраста. Приведенная характеристика глубокой расчлененности и разрушенности IV и V ступеней, а также морфологическое соотношение со всеми нижележащими ступенями, заставляют принимать их как зоны наидревнейшего рельефа Главного Кавказского хребта.

11. ПОПЕРЕЧНАЯ СТУПЕНЧАТОСТЬ СЕВЕРНОГО СКЛОНА

Рассмотрение речных террас и ступеней рельефа, развитых на северном склоне, позволяет констатировать увеличение их высоты к юго-востоку, происходящее путем ряда ступеней (см. стр. 9). Продольные

[1] Возможно, при более детальных работах в высокогорной области Главного хребта будет выделен из V ступени еще один наивысший древнейший ярус рельефа, отвечающий I этапу появления суши на месте Кавказского хребта.

профили (рис. 2, *3*) устанавливают три поперечных ступени-сектора с границами по долинам рр. Б. Лабы и Кубани-Теберды. Эти ступени повышаются с северо-запада на юго-восток. Так, к северо-западу от долины р. Б. Лабы хорошо выделяется лабинский пониженный сектор; между рр. Б. Лабой и Кубанью расположен лабино-кубанский сектор и к востоку от долины Кубани-Теберды лежит наиболее повышенный эльбрусско-ставропольский сектор, соответствующий малорасчлененному Кубано-Терскому водоразделу.

Амплитуда поднятия одного сектора над другим увеличивается от предгорий к Главному хребту. Так, I ступень рельефа в пределах Северо-юрской депрессии на правобережье р. Б. Лабы приподнята над левобережьем на 200 м. Днище Южно-юрской депрессии в Архызской котловине приподнято по сравнению с днищем долины р. Загедана на 300—400 м. Различие высот Главного хребта к западу и востоку от перевала р. Б. Лабы достигает 500—700 м.

Границы перечисленных секторов или поперечных ступеней — долины рр. Б. Лабы и Теберды-Кубани являются важнейшими геоморфологическими и тектоническими границами. Детально нами изучена долина р. Б. Лабы, геоморфология которой и характер тектонических нарушений были описаны выше. Долина рр. Кубани-Теберды и эльбрусско-ставропольский сектор были исследованы рекогносцировочными маршрутами с дополнительным составлением геоморфологических профилей.

По долине р. Б. Лабы, как можно убедиться из анализа террас, проходит тектоническая граница, к востоку от которой все правобережье реки оказывается значительно поднятым. Характер нарушения остается неясным, но наиболее вероятно, что здесь имеет место флексурообразное нарушение.

Эльбрусско-ставропольское поднятие, легко улавливаемое при помощи построения геоморфологических профилей, рассматривается рядом геологов (В. П. Ренгартен, С. С. Кузнецов, И. Г. Кузнецов) как область, имевшая тенденцию к поднятию от древних эпох до четвертичного периода.

Различная амплитуда нарушения молодых и более древних поверхностей (причем древние поверхности оказываются поднятыми значительно выше молодых) свидетельствует о том, что процесс образования поперечных ступеней происходил попутно с образованием продольной ступенчатости и был унаследованным процессом от первых до последних этапов формирования рельефа. Видимо, последние этапы образования поперечных ступеней характеризовались тем, что более плавное поднятие к юго-востоку сменялось движениями, приведшими к образованию резких перегибов на границах секторов, и усугублением поперечной ступенчатости.

12. РОЛЬ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В СТРОЕНИИ РЕЛЬЕФА

Наиболее крупные черты рельефа северного склона-ступени — горные хребты, долины и депрессии—обязаны своим возникновением и формой сложному взаимодействию экзогенных и эндогенных факторов рельефообразования. Интенсивность и направление колебательных движений определяли характер и интенсивность экзогенных процессов, формирующих рельеф.

Комплекс денудационных процессов, действовавших и действующих в условиях неравномерно поднимавшегося Кавказского хребта, создал ступенчатую форму северного склона.

В периоды стабилизации и при малых амплитудах колебательных движений формировались плоские поверхности выравнивания и происходило накопление толщ в долинах и на равнине.

В горах поверхности террас часто срезают коренные породы, являясь, таким образом, эрозионными поверхностями. Вниз по долинам рек они переходят в широкие аккумулятивные поверхности.

Периодам интенсивных вертикальных поднятий северного склона соответствовали этапы интенсивного размыва, расчленения плоских выровненных поверхностей и формирования поверхностей врезания. Одновременно происходила усиленная аккумуляция грубообломочных осадков на Прикубанской равнине. При очередном поднятии новой полосы предгорной равнины каждый раз происходило формирование поверхностей врезания и новой поверхности аккумуляции на еще неподнятой равнине; последующей приостановке поднятия отвечали выравнивание рельефа и аккумуляция более тонких осадков.

Основные этапы денудации северного склона, связанные с периодами определенных вертикальных движений, сопровождались развитием сложного комплекса геоморфологических процессов. Благодаря существованию горного рельефа различные типы процессов распределены на северном склоне согласно закону вертикальной зональности и каждая вертикальная зона имеет свой комплекс типичных форм рельефа. В изученном районе выделяются шесть таких вертикальных зон.

1. Зона преобладания процессов водной аккумуляции и эрозионно-аккумулятивных форм рельефа находится в основном на высотах порядка 250 м, языками заходя в горы по речным долинам, и получает расширение в озеровидных котловинах межкуэстовых депрессий. Преобладающий процесс — накопление материала, приносимого реками с Главного и Передового хребтов. Рельеф зоны накопления представляет собой комплекс аккумулятивных террас, образующих современные днища речных долин.

2. В зоне эрозионно-аккумулятивной преобладает рельеф древних аккумулятивных форм в сочетании с эрозионными формами и процессами (склоны «а»). Зона располагается на высотах от 350 до 1300 м, занимая в основном область развития I и II ступеней рельефа.

Области древней речной аккумуляции подняты здесь над современными реками на высоту от 120 до 300 м. Плащ древнего аллювия почти всюду хорошо сохранился на обширных поверхностях эрозионного выравнивания. В данное время происходит процесс разрушения древних эрозионных поверхностей оврагами и балками, размывающими и снижающими плоскости к базису современных рек. Однако процесс эрозии молодого цикла захватил только приречные периферические полосы древнеэрозионного рельефа, оставив почти нетронутыми центральные части. Приречные края древних эрозионных уровней очень сильно расчленены на фестончатые мысы, гряды и хребтики, образующие пересеченный рельеф с преобладанием элементов склонов. На них часты оползни, особенно интенсивно развивающиеся на контактах сланцевых и карбонатных пород юрского возраста.

В центральных, удаленных от крупных рек, частях древние эрозионные уровни развиты в виде нерасчлененных платообразных поверхностей с преобладанием процессов слабой денудации и оплывания склонов и с прекрасной сохранностью древних форм и аллювия. Часто происходит заболачивание горизонтальных участков выровненных поверхностей.

3. Зона преобладания процессов интенсивной эрозии и эрозионных форм рельефа располагается на высотах от 1500 до 2000 м. Интенсивные

эрозионные процессы образуют резко расчлененный рельеф отрогов Передового хребта, хребтов Хацавитая, Нахшир, Беден, Чапал и других.

На водораздельных пространствах прекрасно сохранились древние поверхности выравнивания III ступени. Рельеф хребтов образован сочетанием выровненных плосковолнистых водоразделов и крутых ступенчатых эрозионных склонов. Следов аккумуляции на поверхности хребтов не обнаружено. Полностью преобладают процессы эрозии и выноса продуктов разрушения.

Для рек эрозионной зоны характерны узкие, очень крутостенные долины, в которых широко развиты осыпи и обвалы. Так, долина р. Б. Лабы загромождена обвалами, которые в ряде мест образуют в середине долины целые острова из крупных глыб, изменяющих течение реки (район Грушевой поляны, прииск Точеное и др.).

4. Нивально-эрозионная зона находится на высотах от 2300 до 2500 м, совпадая с зоной максимальной снежности. На плоских водораздельных поверхностях хребтов развиваются нивальные процессы, на склонах преобладают процессы энергичной эрозии. Характерные черты микрорельефа этой зоны определяются сочетанием своеобразного нивального рельефа водоразделов и крутых склонов, изборожденных эрозионными рытвинами.

Ведущую роль играют процессы морозного выветривания. Вблизи западных границ исследованного района велись специальные наблюдения над мощностью и характером снегового покрова (А. А. Насимович, 1939 г.). Эти наблюдения позволили сделать вывод, что примерно на высотах, аналогичных высотам выделенной нами нивальной зоны, расположен пояс максимальной снежности, где мощность сезонного снегового покрова, на горизонтальных поверхностях, достигает 5—6 м. Из общей суммы осадков в 2540 м более половины (1720 м) выпадает здесь в виде снега.

К юго-востоку от долины р. Б. Лабы мощность снегового покрова уменьшается, но, видимо, достигает еще большой величины. Об этом свидетельствуют как многочисленные пятна («перелетки») снегов, так и своеобразные формы рельефа зоны. В неровностях водоразделов и котловинах северных склонов снега залеживаются до 9—10 месяцев, а местами остаются там круглый год. Это обстоятельство оказывает огромное влияние как на весь ландшафт в целом, так и на рельеф данной зоны.

Действие снега проявляется различно на водораздельных поверхностях и на склонах.

На водораздельных плоскостях наличие снегового покрова в течение большей части года ведет к консервации выровненного рельефа, предохраняя его от эрозионных процессов. Но ряд других процессов получает более широкое развитие на поверхности плоских гребней и дает характерный облик рельефу снежной зоны. Наиболее важным из этих процессов является морозное выветривание, особенно сильное на контактах обнаженных склонов и снега.

На плоских пространствах при стаивании снега характерно пятнистое распределение первых проталин, а в дальнейшем — последних снежных пятен. На замкнутых пятнах обнаженной поверхности, среди снега, под воздействием морозного выветривания образуются элювиальные россыпи типа курумов (в виде округлых клумб, каменных рек и других форм). Такие курумы чрезвычайно характерны для снежной зоны и являются первой стадией процесса морозного выветривания.

Последующими процессами каменные обломки россыпей размельчаются, частично выносятся, и процесс выветривания идет далее на глубину, причем образуются замкнутые овальные и округлые понижения, которые

соединяются между собой, оставляя в промежутках округлые холмики. Формы эти образуют бросающийся в глаза микрорельеф снежной зоны Северо-Западного Кавказа, где поверхность испещрена, как оспой, мелкими (несколько метров в диаметре) лункообразными углублениями и производит издали впечатление пятнистой. Этот тип микрорельефа условно именуется «луночным». Даже при самом общем взгляде бросается в глаза резкое отличие данного рельефа от волнисто-увалистого рельефа эрозионных водоразделов нижележащей зоны.

На склонах процессы морозного выветривания ведут к образованию карообразных ниш, вполне похожих на ледниковые кары. Особенно энергично их образование идет на затененных северных склонах, где скопления снега не успевают стаивать до осени. Процессы морозного выветривания происходят с такой же интенсивностью, как вблизи фирнов. На северных склонах каровые ниши располагаются несколькими ярусами, занимая большой участок склона и обусловливая характерный ступенчатый рельеф.

На склонах южной экспозиции, обычно более крутых, снег почти не залеживается, за исключением пригребневой части, где имеется полоса неглубоких карообразных ниш. Здесь бурно развиваются эрозионные процессы, поэтому склон глубоко изборожден промоинами. На крутых южных склонах широкое развитие получают лавины, особенно частые весной и ранним летом. Обычно их движение происходит по определенным путям, представляющим собой лоткообразные русла, очень резко выделяющиеся на склонах в виде вертикальных яркозеленых интразональных полос криволесья среди темной зелени лесной зоны. Полосы эти — так называемые лавинные «прочесы» — образуют характерный вертикальнополосчатый рисунок растительного покрова склонов в пределах снежной зоны. У подошвы склона лавины образуют своего рода конусы выноса или лавинные «морены» из обломков породы и вывороченных деревьев.

5. Древнегляциальная зона ледниковой эрозии и аккумуляции занимает высоты от 2500 до 3000 м и характеризуется ярко выраженным альпийским рельефом и господством нивальных процессов при отсутствии современного оледенения.

Благодаря большой высоте и резкой расчлененности, а также значительно более резким колебаниям температуры поверхности и меньшей снежности, чем в нижележащей зоне, процессы морозного выветривания идут здесь еще более интенсивно. Разъедание склонов преобладает над консервирующей ролью снега и крутые склоны преобладают над редкими участками плоских поверхностей. Здесь также идут энергичные процессы карообразования, приводящие к сложной многоступенчатости склонов. Наблюдаются случаи слияния двух (или более) каров путем разрушения их задних стенок морозным выветриванием. Тогда соединившиеся днища каров образуют выровненные площадки на гребнях хребтов. Подобные площадки создают сложную многоступенчатость склонов нивальной и ледниковой зон. Образовавшиеся таким образом площадки никогда не бывают присущи какой-то определенной высотной поверхности, а свойственны целому поясу. Высота этих площадок чрезвычайно непостоянна и меняется в зависимости от характера склонов, экспозиции и других причин.

Склоны большей частью прекрасно обнажены и движение разрушенного материала вниз происходит интенсивнее, чем аккумуляция. Вершинные россыпи — курумы — превращаются в длинные шлейфы осыпей, чередующихся с голыми скалистыми склонами. Значительно большее развитие получают лавины.

Для всей зоны в целом характерна прекрасная сохранность комплекса форм древнего оледенения (ледниковые кары, карлинги, свежие морены, сглаженные скалы «бараньих лбов», «курчавые скалы», обилие альпийских озер). Свежесть некоторых форм (например, ледниковых каров) поддерживается деятельностью современных снежников, залеживающихся до осени в каровых котловинах. Сохранность ледниковых форм обусловлена также чрезвычайной прочностью гранитов и гнейсов, развитых в пределах описываемой зоны. Долины представляют прекрасно выраженные свежие троги.

6. В зону современного оледенения мы включаем Главный Кавказский хребет и наиболее высокие его отроги. Современные ледники создают комплекс горно-ледниковых, эрозионных и аккумулятивных форм рельефа. Этому также способствуют деятельность снега и процессы морозного выветривания, свойственные двум нижележащим зонам. Расчлененность рельефа данной зоны также очень сильна; обнаженность склонов полная, лишь на расположенных в некотором отдалении от концов ледника моренах наблюдаются процессы первичного почвообразования и заселения единичными альпийскими растениями. Интенсивно развиты процессы осыпания и обвалов обломочного материала, не задерживающегося на оголенных отвесных склонах. В долинах образуются мощные конусы выноса и завалы, дающие материал для образования морен.

Можно сделать следующие выводы:

1. Интенсивность и характер экзогенных процессов менялись с изменением характера и амплитуды тектонических движений. Основные этапы развития северного склона запечатлелись в виде поверхностей врезания и поверхностей выравнивания, образующих макроформы северного склона. На фоне крупных форм рельефа, отразивших основные этапы формирования северного склона, непрерывно развиваются процессы, образующие мезо- и микрорельеф.

2. Разнообразные экзогенные процессы, находясь в тесной зависимости от климата, образуют вертикальные зоны типичных форм рельефа. В нижних зонах преобладают процессы аккумуляции, слабой эрозии и оползания. В условиях малых высот и мягкого климата экзогенные процессы приводят к сглаживанию и выравниванию рельефа.

В верхних зонах развиваются процессы интенсивной эрозии, осыпания, обвалов и морозного выветривания. Большие амплитуды поднятий и суровые климатические условия приводят к усиленному расчленению рельефа, особенно усиливающемуся в зоне морозного выветривания.

3. Процессы морозного выветривания «разъедают» склоны хребтов и, *образуя нишеобразные котловины — кары, усиливают зубчатость гребней*. Наряду с этим происходит образование выровненных площадок на склонах и гребнях хребтов путем слияния днищ отдельных каров. Процесс морозного выветривания происходит во всей зоне от 2500 до 4000 м, где долго лежит снег и имеются ледники.

Вследствие того, что морозное выветривание свойственно не только какой-либо определенной поверхности, указанный процесс не приводит к сколько-нибудь широкому выравниванию высокогорного рельефа. Напротив, этот процесс дополнительно расчленяет рельеф, придает многоступенчатость горным склонам, не уменьшая его расчленения.

Можно предполагать, что на Северо-Западном Кавказе только плоский рельеф, образовавшийся на гипсометрически низких уровнях, образует обширные выровненные пространства. Процессы же, образующие в настоящее время плоский рельеф на больших высотах, приводят не к выравниванию, а к дополнительному расчленению и снижению рельефа.

13. ВЫВОДЫ ПО ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА ЛАБИНО-ЗЕЛЕНЧУКСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

Ступенчатость северного склона и доказательства разновозрастности ступеней

С помощью детального геоморфологического картирования и построения профилей удалось установить общую форму северного склона, в пределах Лабино-Зеленчукского междуречья, как поверхности сложно построенного полусвода, нарушенного ярусной ступенчатостью.

Имеется 6 ступеней рельефа, наклоненных от гор и повышающихся одна над другой к югу. Это поверхности подножий, поднятые в разное время на различную высоту в условиях прерывисто воздымающегося и вовлекающего в поднятие прилегающие участки равнины Кавказского хребта.

Выделенные ступени различны по своему относительному и геологическому возрасту, причем возраст рельефа увеличивается от нижних ступеней к верхним и от предгорий — к центральным частям хребта. Под возрастом рельефа подразумевается давность его континентального существования.

Поверхности, ограничивающие наиболее древние формы рельефа, могут быть сильно изменены и переработаны молодыми экзогенными процессами. Сильная переработанность первично-тектонической формы рельефа молодыми экзогенными процессами свидетельствует о ее большой древности. Так, молодой рельеф самых северных куэст наименее изменен экзогенными процессами, тогда как древний рельеф высокогорий изменен настолько сильно, что иногда с трудом можно восстановить первоначальные поверхности.

Разновозрастность выделенных нами ступеней подтверждается следующими данными:

1. В плане поверхности выравнивания, формирующие ступени, прослеживаются совместно одна над другой и, заходя языками в горные долины, образуют серии вложенных древних долин. Подобная картина плана расположения поверхностей выравнивания исключает возможность толкования их как участков единой поверхности, разбитой сбросами и поднятой на разные уровни. В случае тектонического нарушения единой ступени ее части уже не прослеживаются совместно одна над другой в обе стороны от линии нарушения. Одна из частей нарушенной ступени далее морфологически замещает другую (например, в случае нарушения III ступени на северном склоне хр. Абишира-Ахуба по кяфарской тектонической линии).

2. Рыхлые отложения поверхностей различных ступеней отличаются друг от друга по петрографическому составу и степени сохранности. Более высокие и древние ступени несут на себе галечниковый слой незначительной мощности (5—6 м), отличающийся сильной разрушенностью галек и значительной сцементированностью их. Напротив, галечник более молодой I ступени имеет значительно лучшую сохранность по сравнению с галечником II ступени. Кроме того, на самой низкой I ступени рельефа поверх слоя галечника, как правило, залегает слой лессовидных суглинков, отсутствующий на более высокой II ступени. Высшие ступени рельефа, начиная с III ступени, вообще лишены рыхлых отложений.

3. Морфологически нижние молодые ступени резко отличаются от высоких древних. Для нижних ступеней характерны обширные малорасчлененные поверхности выравнивания и короткие, просто построенные поверх-

ности врезания. В высоких ступенях площадь поверхностей выравнивания сильно сокращается за счет увеличения площадей поверхностей врезания или склонов. Склоны высоких ступеней длинны, сложно расчленены; древний рельеф высокогорных областей в основном образуется сочетанием склонов.

4. Наконец, геологические данные рисуют развитие горной области Большого Кавказа со среднего миоцена[1] до современности как прерывистое, сводообразное поднятие. При этом осевые части хребта раньше периферических поднимались из-под уровня вод и становились сушей, окруженной отступавшими третичными морями. Естественно поэтому предполагать, что наиболее древний рельеф и существует в этих осевых областях, давно вступивших в наземную фазу развития, тогда как по периферии горной страны, позднее включившейся в расширяющуюся зону поднятия, существует наиболее молодой рельеф.

Таким образом, геоморфологические исследования Лабино-Зеленчукского междуречья не подтвердили концепции ряда геологов (главным образом, Л. А. Варданянца) о том, что разновысотные поверхности выравнивания Кавказа суть остатки единой поверхности, разломанной и горстообразно поднятой на разные уровни.

На границе горной области северного склона с Кубанской впадиной происходит смена знака колебательных движений и поднятие сменяется погружением, при котором этапы образования ярусов рельефа (горной части) сменяются этапами образования стратиграфических горизонтов (равнинной части).

Поверхности ступеней наклонены от гор к равнине, так что современная суммарная поверхность северного склона представляет форму сложного полусвода. Каждая ступень рельефа имеет две генетически различные части, названные условно придолинно-эрозионной и водораздельно-денудационной. Оба типа поверхностей связаны между собой единым возрастным и единым гипсометрическим уровнем, поэтому каждая эрозионная поверхность книзу переходит и сливается с соответствующей ей водораздельно-денудационной.

Относительный возраст ступеней рельефа

Рельеф становится старше по мере движения от периферических частей склона к осевой зоне Главного хребта, так что наиболее молодой рельеф формирует область равнины и предгорий, тогда как высокогорная зона образована наидревнейшим рельефом. Наиболее древней ступенью является высокогорная ступень, отвечающая V поверхности выравнивания (время «Л») и высокогорным склонам (время «К», см. карту 1).

Возможно, что наиболее высокие вершины в пределах этой ступени являются остатками еще более древнего рельефа, относящимися к первым периодам возникновения суши. Но эти верхние ступени настолько сильно разрушены, что для уточнения возраста их необходимы большие и детальные работы в высокогорной зоне.

Более молодым рельефом являются высокогорные альпийские хребты IV ступени с высотами до 3000 м над уровнем моря. Этот ярус образован остатками глубоко расчлененной поверхности выравнивания и скалистыми крутыми склонами (поверхностью врезания «д»).

Далее по возрасту следует ступень, образованная поверхностью выравнивания IIIа (время «Ж») и поверхностями врезания «г» и «в» (время

[1] По данным В. Е. Хаина и Л. Н. Леонтьева, это развитие началось еще в юре.

«Е»). Единой по возрасту с этим ярусом рельефа является III ступень, над которой ступень IIIа поднята по кяфарской линии нарушения.

Следующим по возрасту является рельеф II ступени, образованный II поверхностью выравнивания (время «Д») и поверхностью врезания «б» (время «Г»). Эта ступень создает как бы пьедестал высокогорного и среднегорного Кавказа и широкую зону низких предгорий. Образованная прекрасно сохранившимися поверхностями выравнивания, покрытыми плащом галечниковых отложений, эта ступень наиболее хорошо изучена на Кавказе.

Моложе этой ступени является I ступень, образующая в пределах района древние 100—120-метровые террасы (время «В» и «Б») современных долин.

Наиболее молодым рельефом исследованного нами района является базисная или нулевая ступень, формирующая террасированные днища современных речных долин (время «А»).

Геологический возраст ступеней рельефа

Большинство определений геологического возраста рельефа Северо-Западного Кавказа ограничиваются II ступенью рельефа. Все, что расположено выше этого яруса (а выше расположен основной массив высокогорного Кавказа), или обходится почти полным молчанием, или трактуется как производное той же II ступени, но разломанной сбросами и поднятой на разную высоту.

Так, А. Л. Рейнгард (1932) писал, что на Кавказе имеется несколько поверхностей денудации и несколько систем выравнивания. Главная поверхность выравнивания (соответствующая поверхности выравнивания II ступени по нашему определению) достигает 200 м в области предгорий и повышается к горам, образуя там поверхности, возвышающиеся над днищем долин на 900, а также на 1200 м (уровни, соответствующие III и IIIа ступеням). Тождество различных ступеней он, однако, ничем не подтверждает. Возраст этой якобы единой поверхности выравнивания определялся им как миндельский. Отмечая расщепление этой поверхности при переходе к горной области на две, он присваивал нижней из них, имевшей высоту 700 м, предположительно рисский возраст.

О вышележащих ярусах рельефа А. Л. Рейнгард говорил: «Возвышающиеся над главной поверхностью выравнивания альпийские хребты неясного происхождения и возраста» представляют «наследие дочетвертичного рельефа, или эти формы находятся в зависимости от более поздних поднятий».

Л. А. Варданянц (1933), используя для Кубанского бассейна труд А. Л. Рейнгарда, приписывает главной поверхности выравнивания рисс-вюрмский возраст, отмечая, что есть еще наиболее древняя поверхность миндель-рисского возраста.

Отмечая, что данных о взбросах древних днищ в бассейне р. Кубани нет, Л. А. Варданянц, однако, считает, что и для Кубани будет наблюдаться та же картина, известная для других мест Кавказа, при которой древние днища будут взброшены на сотни метров. На этом малоубедительном основании Л. А. Варданянц считает, что в Кубанском бассейне зона высокогорного рельефа есть не что иное, как огромный горст, образованный серией взбросов. Возникновение этих взбросов Л. А. Варданянц относит к промежутку времени между рисс-вюрмом и вюрмом.

Г. Ф. Мирчинк (1928) водораздельное плато между рр. Урупом и Кубанью, расположенное на высоте 200 м (по нашему определению —

II ступень), относил к гюнцскому возрасту[1], уступ от плато к террасе высотой 100 м (склоны «б») — к миндель-гюнцскому времени, террасу высотой 100 м — к миндельскому времени и уступ от террасы в 100 м (склон «а») — к миндель-риссу.

Ниже расположенные террасы высотой 50, 20—25, 13—15, 6—8 и 2 м Г. Ф. Мирчинк определяет соответственно как рисс, вюрм и стадии вюрма.

Н. И. Николаев (1940) поверхности выравнивания, соответствующей нашей II поверхности, придает верхнеплиоценовый возраст, считая, что рельеф Меловой гряды, Скалистого хребта и Бокового высокогорного хребта древнее, чем возраст этой поверхности, т. е. древнее, чем верхний плиоцен.

Н. Н. Соколов (1930) террасы горной части северного склона считает условно третичными («доледниковыми»).

На основании морфологических данных, полученных при исследовании рельефа Северо-Западного Кавказа, нужно всецело присоединиться к мнению о том, что возраст рельефа двух южных куэст, а также всей среднегорной и высокогорной зоны северного склона, несомненно, относительно древнее, чем возраст II поверхности выравнивания, получившей в литературе наименование «главной поверхности выравнивания».

Нам представляется, что на современном этапе геологических и геоморфологических знаний о Кавказе самым существенным является разграничение его рельефа по относительному возрасту. Вопрос этот не решен, и взгляды различных исследователей на его решение очень противоречивы.

Не располагая палеонтологическими данными для критической оценки концепции геологического возраста рельефа, можно, однако, для удобства сопоставления данных исследованного нами района с соседними провести аналогии выделенных поверхностей с поверхностями, возраст которых уже определен (принимая, однако, эти определения вполне условно).

Примерное определение времени образования разных поверхностей рельефа дано в сводной таблице возрастных ярусов рельефа.

Из приведенной схемы выпадает ступень рисского возраста (терраса 40—50 м), так как на соответствующих высотах в бассейнах рр. Б. Лабы и Б. Зеленчука таковая отсутствует и вместо нее там располагается I ступень рельефа (100-метровая), в предгорьях имеющая высоту около 50 м.

Можно предположить, что отдельные наивысшие области высокогорного рельефа V ступени являются остатками древнейшего, первичного рельефа, возраст которого датируется средним миоценом, а возможно, и более древним временем. Поднятие и эрозионный врез, оформивший II ступень (поверхность врезания «б»), соответствуют, согласно мнению большинства исследователей, послеапшеронской орогенической фазе. Рельеф, расположенный выше II поверхности, таким образом, следует отнести к дочетвертичным эпохам орогении; формы же рельефа ниже этой границы создавались в четвертичное время.

С принятием существующего определения геологического возраста наиболее хорошо выраженной и широко развитой II поверхности рельефа становится очевидным, что бóльшая часть рельефа северного склона оформилась до современного или близкого к нему облика в дочетвертичное время и меньшая — в четвертичное.

Послеапшеронская орогеническая эпоха и более поздние ее фазы (или самостоятельные эпохи) обусловили, таким образом, поднятие области

[1] Того же мнения придерживался и А. Л. Рейнгард в своих ранних работах по Кубани [$1917_{1,2}$].

северного склона на 150—300 м в предгорьях и на 500—550 м в горной части. Очевидно, эти же движения вызвали нарушение поверхности II ступени в области предгорий, создавшее Джелтмесскую предгорную гряду. Высота поднятий за послеапшеронский или за четвертичный период была, как видно, невелика, зато ширина площади, которую поднятия охватили, была чрезвычайно значительна. В поднятие были втянуты пространства равнинных подножий от северного склона Пастбищного хребта до южной границы Прикубанской равнины, а также низменные пространства меловой и юрской депрессий к югу от Пастбищного хребта. Полоса равнины шириной до 60—70 м, таким образом, была включена в поднятие и превратилась в склон горной страны, приподнявшейся в это же время по вертикали на высоту от 100 до 500 м. Тем самым за четвертичное время был оформлен лишь очень широкий, но не высокий пьедестал горного Кавказа, созданного еще в дочетвертичное время. Последующие поднятия и сопутствовавшие им циклы эрозии углубили долины до поверхности I ступени, затем—до днища современных долин, террасировав последние серией низких уступов.

В зоне древнего рельефа хорошо выражен ряд эпох врезания, соответствующих периодам интенсивных поднятий и размыва. В третичных осадках прилегающей равнины эти периоды отражены отложениями грубообломочного материала—галечниками, конгломератами и песчаниками. Хорошо выделяются три периода усиленного накопления грубообломочных осадков: конец среднего миоцена, период от сармата до понта и апшерон (средний и нижний отделы). Эти периоды разделялись эпохами отложения более тонких осадков, соответствующих времени замедления поднятия горной страны. Таковыми являются нижний сармат, акчагыл и верхний отдел апшерона.

В порядке предварительной рабочей схемы указанные периоды сопоставлены с поверхностями врезания и выравнивания северного склона (см. приведенную выше сводную таблицу).

Характер новейших тектонических движений

1. Наиболее общим типом движений за период формирования рельефа северного склона следует, очевидно, считать сводообразное воздымание хребта. Подтверждается это, как и для других районов Кавказа, увеличением относительных высот террас и поверхностей выравнивания от равнины к горам. Понижение поверхностей ступеней к равнине сопровождается погружением их коренных цоколей, причем последнее происходит более ускоренно.

Воздымание северного склона имело сводообразный характер в течение всех эпох, зафиксированных в рельефе. Это подтверждается тем, что нарастание относительных высот в горы наблюдается от низших террас до высоких ступеней с увеличением амплитуды поднятия в последних. Можно, таким образом, отметить наследственность характера этого движения от древних эпох до современности.

2. Сводообразное поднятие происходило наряду с расширением области поднятия и включением в эту область прилегающих равнинных пространств. Поднятие шло неравномерно и не непрерывно, но отдельными фазами, в результате чего поднятые выровненные участки (поверхности выравнивания) чередуются с крутыми склонами или зонами резко расчлененного рельефа (поверхностями врезания), и в целом рельеф северного склона имеет ступенчато-ярусное строение.

3. Общее сводообразное поднятие нарушалось дифференцированными движениями, проявлявшимися в ускоренном поднятии одних зон северного склона и отставании других. Морфологически это выразилось:

а) в повышении поверхностей выравнивания и речных террас при пересечении ими куэстовых гряд, т. е. в генезисе куэст, играли роль не только структурно-литологическая препарировка, но и тектоническое выдвигание;

б) в тектоническом нарушении единой II ступени севернее и южнее Джелтмесской куэсты, причем поднятый участок образует возвышенность гряды, а опущенные участки соответствуют депрессии южнее этой гряды и подножию к северу от нее;

в) в тектоническом нарушении единой поверхности выравнивания III ступени по кяфарской линии с амплитудой поднятия в 400—500 м.

Отмеченные дифференцированные подвижки происходили в течение всех этапов развития рельефа северного склона и были свойственны одним и тем же зонам, имея, таким образом, унаследованный характер. Подтверждением сказанного служит нарушение в одних и тех же зонах разновозрастных поверхностей рельефа.

4. Помимо тектонических нарушений, ориентированных в продольном (кавказском) направлении, имеют место нарушения меридионального направления. Эти нарушения обусловили разделение северного склона на 3 поперечных ступени-сектора: лабинский, лабино-кубанский и эльбрусский (или кубано-терский).

Двигаясь с северо-запада на юго-запад, на границах указанных секторов можно наблюдать скачкообразное повышение поверхностей выравнивания и террас. Особенно интересна граница лабинского и лабино-кубанского секторов, которая проходит по долине р. Б. Лабы. Здесь не только подняты весь правый склон долины и высокие поверхности выравнивания, но в целом ряде мест нарушены молодые террасы, причем террасы правого берега на несколько десятков метров подняты по сравнению с аналогичными левобережными террасами. Повидимому, здесь наряду с поднятием правого берега происходило некоторое погружение левобережья. Косвенно об этом свидетельствует ненормально низкое положение конечных морен р. Б. Лабы, не соответствующее высоте снеговой границы бассейна этой реки. В долине р. Б. Зеленчука при наличии значительного современного оледенения и бо́льших, чем в бассейне р. Б. Лабы, высот древние морены расположены на несколько сот метров выше, чем в долине р. Б. Лабы.

Как и для продольных нарушений, можно констатировать наследственность движений по поперечным линиям нарушений. Так, тенденция к поднятию зоны эльбрусского поперечного перегиба, соответствующего Кубано-Терскому водоразделу, существовала, как показывают геологические данные (И. Г. Кузнецов, В. В. Белоусов), очень давно. При изучении третичных отложений в пределах лабино-кубанского сектора также собран ряд данных, показывающих, что эта часть испытывала большее относительное поднятие в течение третичного периода по сравнению с более западными частями.

Реконструкция основных этапов развития рельефа северного склона

1. В наиболее ранний период формирования V ступени (время «Л» — средний миоцен) уже существовали две полосы поднятий, возможно, имевшие довольно расчлененный рельеф, расположенные параллельно друг

другу[1]. Одна полоса, более широкая и массивная, располагалась в осевой зоне Главного хребта; другая, более узкая, намечалась по линии начинавшего подниматься Передового хребта. Высота суши не превышала 600—700 м. Обе полосы были разделены широким понижением, в осевой части которого в дальнейшем заложилась межгорная Южно-юрская депрессия. В это время уже существовала тенденция к отставанию в поднятиях этой полосы по сравнению с зонами Главного и Передового хребтов.

2. *Последующий этап поднятия обусловил новое врезание* речной сети (поверхность врезания «е»). В конце этого этапа и в течение времени «И» *оформилась IV поверхность выравнивания, соединившая полосой суши* гряды Главного и Передового хребтов, а также поднялась полоса суши севернее Передового хребта.

Таким образом, этот этап (время «К» и «И») характеризовался очень значительным расширением суши в сводовой части Главного хребта и небольшим ее повышением. Рельеф северного склона в это время был довольно прост: с юго-востока на северо-запад прослеживались параллельно друг другу две невысокие гряды, разделенные молодой равнинной сушей.

Перед северным из этих хребтов было расположено подобие пьедмонта, наклонного к северу. Формирование главного стока, видимо, только начало ориентироваться на север, но в силу небольшого уклона в этом направлении поперечные долины едва лишь намечались.

3. Следующий этап поднятия и врезания (поверхность «д», время «З») поднял эту широкую полосу суши в сводовой части хребта на высоту 500—600 м, оформил IV ступень и углубил центральную часть депрессии между Главным и Передовым хребтами, *присоединив к области поднятия* поверхность III ступени (время «Ж»). В этот же период произошло окончательное заложение поперечной речной сети, в частности — поперечных долин рр. Б. Лабы и Б. Зеленчука. Следы древних днищ этих поперечных долин ныне хорошо прослеживаются на склонах Передового хребта.

В этот период (время «З» — нижний плиоцен) здесь располагались две широкие параллельные возвышенности, разделенные асимметричной депрессией, с крутым северным бортом. Обе возвышенности также были асимметричны: южные склоны—крутые и короткие, северные—длинные, со ступенчатым перегибом. Поперечные долины расчленяли склон южной гряды Главного хребта и прорезали насквозь Передовой хребет. Хребты возвышались над днищем долин на 1000—1300 м.

В конце периода поднятия и в течение времени «Ж» к северу от возвышенностей центральной части Кавказского хребта наметились две области поднятий на месте современных меловой и юрской куэстовых гряд. Это были низменные, еще неустойчивые участки суши, временами, возможно, абрадируемые морем. Возможно также, что они соединялись с низкими ступенями *центральных возвышенностей единой полосой низменной суши*, тогда как море располагалось севернее Пастбищного хребта.

4. *Последовавший затем этап поднятия* (поверхности «в» и «г»; время «Е», средний и нижний апшерон) был значительнее предыдущих; амплитуда поднятия достигала 1000 м. При поднятии III поверхность к северу от Передового хребта была деформирована по кяфарской линии нарушения с отставанием поднятия северной половины от южной на 400—500 м. В зонах Скалистого и Пастбищного хребтов поднятия оформили склон этих возвышенностей, в том числе и крутые их южные эскарпы, придав, таким образом, грядам куэстовый характер, близкий к современному.

---

[1] Вернее, в миоцене Большой Кавказ был уже единым массивом суши (*Прим. ред.*).

В полосе межгорной Южно-юрской депрессии произошло следующее углубление депрессии до уровня II поверхности. Этот этап поднятия был очень значителен для Северо-Западного Кавказа; он оформил в основных чертах горный рельеф, подняв вместе с предшествующими этапами всю страну на высоту около 2500 м. Эпоха поднятия закончилась формированием II поверхности (время «Д», верхний апшерон) в межкуэстовых депрессиях и у подножий горной страны (на месте современных третичных хребтов). Реки прорезали склоны Главного хребта и куэст поперечными долинами на уровне II поверхности. В этот период (верхний апшерон, гюнц) на месте северного склона была расположена горная страна, превышение хребтов которой над прилегающей равниной достигало 2500 м. Все основные крупные черты рельефа, существующие ныне, были уже сформированы. На юге возвышался Главный хребет в виде слабо расчлененного массива с абсолютными высотами от 2500 до 3000 м. Параллельно ему, с высотами того же порядка, протягивался Передовой хребет. Обе системы поднятий разделялись еще довольно широкой и плоскодонной Южно-юрской депрессией и пересекались поперечными долинами рр. Б. Лабы, Урупа и Б. Зеленчука на уровне II поверхности.

В предгорьях существовали асимметричные гряды Скалистого и Пастбищного хребтов. Высота гряд равнялась тогда высоте их современных обрывистых эскарпов, которыми они и возвышались над окружающей равниной II поверхности. К северу от Пастбищного хребта реки выходили на равнину подножий, образуя широкую зону общих террас и дельт, где отлагались в это время галечники джелтмесского горизонта. Отложение галечников происходило также и в расширениях межкуэстовых депрессий. Если предположить, что климат эпохи был близок к современному, то основная площадь горной части северного склона располагалась на высотах, которые в настоящее время характеризуются максимальной снежностью (2500 м).

Выше этой зоны возвышались тогда лишь высшие гребни V ступени с рельефом, близким к альпийскому. Широкие поверхности IV ступени имели, вероятно, расчленение, близкое к современному расчленению ступени III (снежно-нивальные поверхности с луночным микрорельефом), и окружали наивысшие хребты в виде выровненных пьедмонтов.

Аккумулируя на себе огромные толщи снега, горная часть склона при паводках посылала большие массы воды и взвешенного материала, выносившегося в предгорья и отлагавшегося в виде сплошной мантии галечников на подгорной равнине. Наиболее возвышенные хребты горной зоны, возможно, несли небольшие каровые ледники и, уже во всяком случае, крупные скопления снега в углублениях склонов, создававшие формы, очень близкие к ледниковым карам и придававшие хребтам высокогорный характер.

В высокогорье, возможно, существовало оледенение; следов его, в исследованном нами районе, однако, нигде не удалось обнаружить.

5. Следующий этап поднятия (время «Г»), относимый условно к четвертичному периоду (нижний отдел баку), значительно нарастил северный склон в ширину. Дифференцированные движения обусловили в этот период тектоническое обособление Джелтмесской гряды из II ступени рельефа и деформации этой ступени в местах пересечения реками поднимавшихся Пастбищного и Скалистого хребтов. Отставший в поднятии северный участок II поверхности образовал повышенные равнины подножий у окраины горной страны. Долины рек были врезаны до поверхности I ступени (100—120 м). Формирование этой поверхности происходило в течение времени «В» (верхнее баку). Реконструируя ее, можно получить рельеф, почти при-

ближающийся к современному; отличаться будут только детали расчленения. В то время, видимо, слияние рр. Б. Лабы и М. Лабы происходило не севернее, как теперь, а южнее Скалистого хребта, о чем свидетельствуют форма водораздельной перемычки этих долин в районе хут. Соленое и обнаруженные на водоразделе галечники.

Данные по другим районам Кавказа свидетельствуют о том, что к этому периоду было приурочено крупное оледенение, однако, в нашем районе, на поверхности I ступени (100-метровой террасе) его следов не обнаружено.

6. Дальнейшее поднятие вызвало последнюю значительную эпоху врезания, оформившую поверхности врезания «а» и 100—120-метровые террасы (время «Б»). Одновременно произошла деформация I поверхности выравнивания при пересечении Скалистого и Пастбищного хребтов.

7. Последующие поднятия имели очень незначительную амплитуду: результаты их выразились в образовании серии террас в существующих уже горных долинах (вюрм и его стадии). Террасы имеют высоту от 15—18 м в полосе куэст до 50 м в горах.

Следы оледенения в виде серии хорошо выраженных конечных морен обнаружены нами на самой высокой из этих террас (III террасе) в межгорной Южно-юрской депрессии. Севернее этого района достоверных ледниковых отложений не установлено.

История последующих событий на территории северного склона связана с проявлением самых юных колебательных движений и обусловленных ими эрозионных и ледниковых явлений. Последние изучались нами только в общих чертах; основные этапы развития этого периода кратко изложены при характеристике речных террас.

Сопоставление древних элементов рельефа с современными и древних этапов его развития с молодыми дает картину глубокой унаследованности и преемственности общего плана развития рельефа с первых моментов его зарождения до современного периода.

14. ТИПЫ РЕЛЬЕФА СЕВЕРНОГО СКЛОНА И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ РАЙОНЫ

Обзор основных элементов рельефа и рельефообразующих факторов показывает, что в пределах северного склона они имеют продольно-зональное расположение, протягиваясь параллельными полосами с северо-запада на юго-восток. В виде высотных продольных зон расположены:

а) возрастные ярусы рельефа северного склона;

б) основные геолого-структурные зоны северного склона;

в) экзогенные микроформы рельефа и типы современных геоморфологических процессов, подчиняющиеся закону вертикальной ландшафтно-климатической зональности.

Сложное, но вполне закономерное сочетание и наложение друг на друга перечисленных зон определяют существование ряда типов рельефа (карта, рис. 31), также имеющих продольно-зональное расположение на пространстве северного склона.

Под типом рельефа мы понимаем такой комплекс форм рельефа, в котором закономерное сочетание факторов возраста, происхождения, структурного и географического положения проявляется в характерном морфологическом облике, повторяющемся на значительном пространстве и, несмотря на ряд изменений, сохраняющем свою типичность.

Благодаря наложению зонально расположенных типов рельефа на поперечные секторы северного склона, в условиях изменений геологиче-

ской структуры, состава пород, климата и общей географической обстановки с северо-запада на юго-восток, образуется сложная система участков, различающихся друг от друга по характеру своего рельефа. Такие участки, внутри которых объединены характерные черты рельефа, отличающие их от соседних, выделяются на карте, рис. 32 в виде геоморфологических районов. Контур района обыкновенно объединяет участок внутри какого-либо одного типа, но иногда захватывает и несколько типов, если различия «незональные» на каком-то участке окажутся существеннее различий зональных.

В пределах изученного участка северного склона можно выделить 8 типов рельефа.

Типы равнинного рельефа

1. Равнинно-долинный тип рельефа образован самой молодой базисной ступенью рельефа, формирующей террасированные днища современных долин и плоскую наклонную равнину подножий. На равнине занимает обширные площади, в горах развит лишь узкими языками в долинах рек, незначительно расширяясь в межгорных депрессиях. Можно выделить 3 участка (или подтипа) этого типа рельефа, отличающихся по своему генезису и морфологии:

а) Моренно-террасовый подтип верховьев речных долин образован деятельностью ледников в сочетании с речной эрозией. Материал, слагающий террасированные днища долин, здесь обычно имеет характер аллювиально-моренных отложений; рельеф отличается сочетанием комплекса ледниковых форм с речными террасами. Благодаря большой абсолютной высоте характерно интенсивное развитие осыпей, обвалов, лавин по склонам долин, что отражается в соответственных отложениях и формах рельефа.

б) Террасовый подтип характерен для среднего течения рек и представлен комплексом аккумулятивных и эрозионных террас.

в) Равнинный подтип развит за пределами района работ, где образует самые низменные участки Прикубанской равнины.

2. Древнеэрозионные повышенные волнистые равнины и высокие речные террасы образованы I и II ступенями. Абсолютные отметки колеблются от 400 до 1500 м; относительная глубина расчленения увеличивается по мере движения в горы от 100 до 500 м. Водораздельные пространства характеризуются широким развитием древнеаллювиальных галечных или лессовидных отложений и мягковолнистым или холмистым ландшафтом. На нижних частях склонов наблюдается мелкая ступенчатость. Этот тип рельефа в пределах северного склона имеет очень широкое развитие. От прилегающей к предгорьям полосы повышенной равнины он протягивается в виде высоких древних террас речных долин, а в продольных депрессиях северного склона представлен низменными холмистыми перемычками между поперечными долинами рек. Структурно-литологические особенности и гипсометрическое положение создают ряд вариантов этого типа, сохраняющего, однако, всюду свое генетическое и морфологическое единство.

Выделяются 3 подтипа подобного рельефа.

а) Повышенные волнистые равнины подножий, окаймляющие с севера окончания предгорных гряд, образованы I и II ступенями рельефа. Высота равнин над уровнем моря не превышает 300—450 м, глубина расчленения равна 30—40 м. В пределах исследованного района повышенные равнины

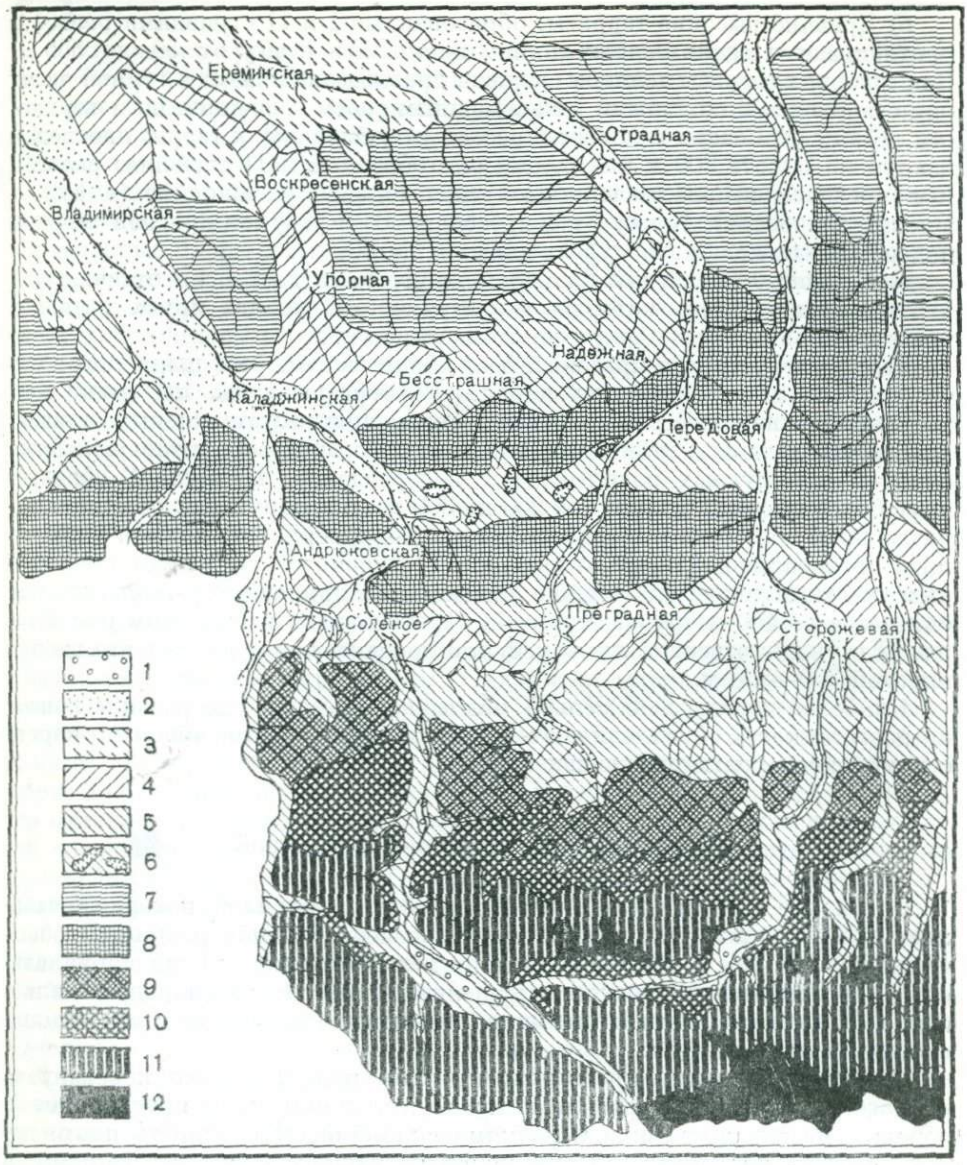

Рис. 31. Типы рельефа.

А. Молодой рельеф равнин: I. Равнинно-долинный тип рельефа: *1*— подтип моренно-террасового рельефа; *2*— *подтип террасового рельефа. II. Рельеф древнеэрозионных повышенных волнистых* равнин и высоких речных долин: *3*— повышенные волнистые равнины; *4*— *древние высокие террасы*; *5*— холмисто-увалистый рельеф межкуэстовых депрессий; *6*—холмисто-увалистый рельеф с карстовыми формами.

Б. *Средневозрастной рельеф предгорных гряд*: *7*— низкие куэсты; *8*— средневысотные куэсты

В. Древний рельеф гор: *9*— средневысотные эрозионные горы; *10*—*подальпийские хребты и ступени*; *11*— безледниковые скалистые высокогорья; *12*— ледниковые скалистые высокогорья.

образуют междуречья рр. Б. Лабы, Урупа и Б. Зеленчука. Здесь они сложены джелтмесским горизонтом древнего галечника, прикрытого слоем лессовидного суглинка.

б) Древние высокие террасы, образованные I и II ступенями рельефа, протягиваются вдоль речных долин, повышаясь к югу от 50 до 500 м. В предгорьях террасы целиком сложены древним аллювием; в горной части они становятся цокольными с маломощным слоем галечника на поверхности. К югу от Северо-юрской депрессии уступы древних террас прослеживаются на высоте 300 м над рекой; они образованы II ступенью рельефа и в пределах депрессий получают значительное расширение (в Южно-юрской депрессии). К югу от депрессии высота уступов древней террасы над рекой скачкообразно увеличивается до 500 м.

в) Холмисто-увалистый рельеф межкуэстовых депрессий отвечает I и II ступеням рельефа, которые формируют обычно два яруса холмов в третичной, меловой и Северо-юрской депрессиях.

Рельеф всех трех депрессий имеет общие черты, благодаря литологическому сходству коренных пород. Рельеф, развитый на легко размываемых глинистых сланцах и мергелях, прикрытых мощным плащом глинистого делювия, отличается мягкостью форм, преобладанием пологих склонов и округлых расплывчатых водоразделов. II ступень образует ярус более высоких холмов (от 200 до 300 м), формирующих обычно водораздельные перемычки. Во многих местах на поверхности холмов сохранились древнеаллювиальные отложения. I ступень соответствует пониженным участкам депрессий, обычно занимающим приречные районы, где она сливается со 100-метровой террасой. Протягиваясь по долинам рек в горы, II ступень отвечает здесь уступам древних днищ на склонах долин высотой 300—500 м.

Наиболее своеобразен рельеф меловой депрессии, где выходы гипсов и известняков обусловливают возникновение интенсивного карста с комплексом соответствующих форм.

Типы рельефа куэстовых предгорий

3. Низкие куэсты представлены Джелтмесской грядой, которая составляет участок наклонно приподнятой древнеэрозионной равнины, возвышающейся до 900 м над уровнем моря и ограниченной двумя параллельными линиями тектонических нарушений. Гряда сложена породами плиоценового возраста, имеющими моноклинальное падение на северо-восток с углом наклона 6—8°.

Поверхность гряды представляет плато, понижающееся к северу от южного уплощенного гребня, который имеет широтное простирание и обращен на юг крутыми и короткими склонами. Поверхность плато полого срезает различные пласты пород третичного возраста; балками и долинами глубиной от 60 до 200 м она расчленена на узкие плосковершинные гряды, веерообразно расходящиеся к северу и понижающиеся от 900 до 500 м. Водоразделы гряд имеют вид слабо волнистой равнины, сложенной джелтмесским древнеаллювиальным галечником.

4. Средневысотные куэсты (Пастбищный и Скалистый хребты) образуют острова наиболее древнего и резко расчлененного рельефа (III ступень) среди молодых пологоволнистых площадей области предгорий.

Разработанные в породах мелового и юрского возраста, в условиях чередования слоев различной стойкости, обе куэсты в исследованном нами районе выражены особенно отчетливо, имея вид резко асимметричных скалистых гряд. Водоразделы обеих куэст представляют горизонтальные площадки (III поверхность), от которых отходят склоны («в»), пологие к северу и отвесные к югу.

Пастбищный хребет — более северная и низкая куэста — не превышает 1000—1200 м. Южный склон крут, местами обнажен и скалист, местами задернован. Северный пологий склон понижается рядом широких ступеней. Плоский водораздел имеет ширину около 1—1,5 км. Рыхлые отложения на нем отсутствуют.

Скалистый хребет расчленен значительно резче Пастбищного и достигает высоты 1500—1600 м. Водораздельные пространства представляют выровненные площадки шириной от 300 до 800 м, с карстовыми формами, развившимися в известняках верхней юры. Склоны хребта резко асимметричны: южный склон, крутой и короткий, образован в своей верхней части известняковым отвесным обрывом, который в виде скалистого бордюра окаймляет весь южный склон хребта на всем его протяжении; северный склон Скалистого хребта более пологий, но глубоко расчленен крутостенными ущельями, проложенными в известняках. Поперечными долинами рр. М. Лабы и Б. Лабы, Урупа и Б. Зеленчука Скалистый хребет рассечен на 3 массива.

Типы горного рельефа

5. Средневысотные эрозионные горы, представляющие северные отроги Передового хребта, соответствуют II ступени рельефа. Они расчленены глубокими ущельями сквозных долин. К ним относятся хребты Б. Беден, Хацавитая, Чапал и Буруш-Сырт. Они имеют выровненные мягковолнистые водоразделы, возвышающиеся на 500—1000 м над днищами долин, и крутые ступенчатые склоны, во многих местах скалистые и обнаженные. В верхних частях склонов нередко развиты циркообразные ниши, дно которых целиком уничтожено эрозией. Рельеф средневысотных гор отличается большим разнообразием в связи с литологической пестротой слагающих их палеозойских пород. Резко расчлененный скалистый рельеф вырабатывается в наиболее широко развитых красноцветных отложениях нижней перми.

6. Рельеф подальпийских хребтов и ступеней образован ступенью IIIа, поднятой по тектонической линии на 300—500 м над III ступенью. Характерные черты рельефа определяются его положением в зоне максимальной снежности, где нивальные процессы на водоразделах сочетаются с энергичной эрозией склонов. Хребты высотой до 2600 м обладают водоразделами, на поверхности которых наблюдается бугристо-луночный микрорельеф, характерный только для нивальной зоны. В резком контрасте с ровными водоразделами находятся крутые, сложно расчлененные склоны с зачаточными снежными цирками в своих верхних частях. К долинам рек склоны спускаются двумя уступами, соответствующими III и II ступеням, и, кроме того, осложняются серией мелких структурных уступов, создающих чередование крутых скалистых и пологих луговых участков склона.

На северных отрогах Передового хребта тип подальпийского рельефа образует довольно широкую зону плосковершинных хребтов, располагающихся ярусом ниже скалистых альпийских гребней. Южнее Передового хребта он развит пятнами, образуя характерные пологие ступени, окаймляющие в виде подножий скалистые участки альпийского рельефа. На этих ступенях с бугристо-луночным рельефом часто располагаются неглубокие озерца, находящиеся в различных стадиях зарастания и заболачивания. Разнообразие подальпийского рельефа определяется, главным образом, различиями геологического субстрата в разных областях его развития.

7. Рельеф безледниковых скалистых высокогорий наблюдается в наивысших центральных частях Передового хребта и северных отрогов Главного хребта; ствечает IV ступени рельефа, достигающей высоты 2800—3000 м над уровнем моря. Плоские поверхности водоразделов сохранились плохо, гребни хребтов скалисты, глубоко расчленены, но вершины остаются строго одновысотными. Основные площади рельефа образованы сочетанием сложно расчлененных склонов, ступенчато понижающихся к долинам.

Несмотря на отсутствие современного оледенения, рельеф обладает яркими и свежими формами гляциального ландшафта. Речные долины имеют форму типичных трогов с сериями древних морен и зарастающих моренных озер. Скалистые гребни обладают зубчатым профилем. Верхние участки склонов расчленены глубокими котловинами ледниковых цирков, часто занятых каровыми озерами. Интенсивные процессы выветривания на больших высотах при большой крутизне склонов благоприятствуют быстрому образованию мощных осыпей, обвалов и лавин, которые подвижными шлейфами покрывают склоны хребтов и, спускаясь в долины, хаотически перегораживают их завалами. Вытянутые вниз по склону лавинные прочесы создают характерную вертикальную полосчатость склонов зоны, ярко подчеркнутую распределением растительности. Скалистые высокогорья связаны рядом переходов с подальпийскими сглаженными хребтами.

На северной периферии скалистых высокогорий развит рельеф альпийских скалистых гребней, ограниченных не ледниковыми долинами, а эрозионными склонами речных ущелий. Эрозия, уничтожив следы ледниковой обработки склонов, оставила здесь нетронутыми альпийские водоразделы.

8. Рельеф ледниковых высокогорий соответствует V ступени, формирующей высокогорную область Главного хребта с высотами более 3000 м. Это область наидревнейшего и наиболее глубоко расчлененного рельефа района. Характерна сильная нарушенность исходной V поверхности выравнивания, определяющая резкую разницу высот отдельных гребней и горных вершин Главного хребта.

Глубокая расчлененность рельефа ледниковых высокогорий объясняется как длительностью периода расчленения в связи с давностью его существования, так и положением на больших высотах, где интенсивно происходят процессы морозного выветривания и имеется значительное современное оледенение.

Широкое развитие ледниковые высокогорья получают только к востоку от долины р. Б. Лабы, где Главный хребет резко повышается, достигая высот до 3000 м. Здесь лежит ряд высокогорных массивов (горы София, Северный и Южный Псыш и др.). В скалистых цирках наблюдается множество каровых ледников.

К востоку, с увеличением высот, оледенение увеличивается, захватывая все более широкие площади Главного хребта.

Геоморфологические районы

Равнина заходит на исследованную территорию своим южным краем и делится на два района (карта, рис. 32):

1. Лабинский район плоской равнины образован ровным днищем долины Лабы, которое широким (4—12 км) языком заходит в область куэст.

Днище имеет пологий уклон к северу, понижаясь от 450 до 350 м; оно образовано низкими (2—3 и 10—12 м) аллювиальными террасами рр. Лабы

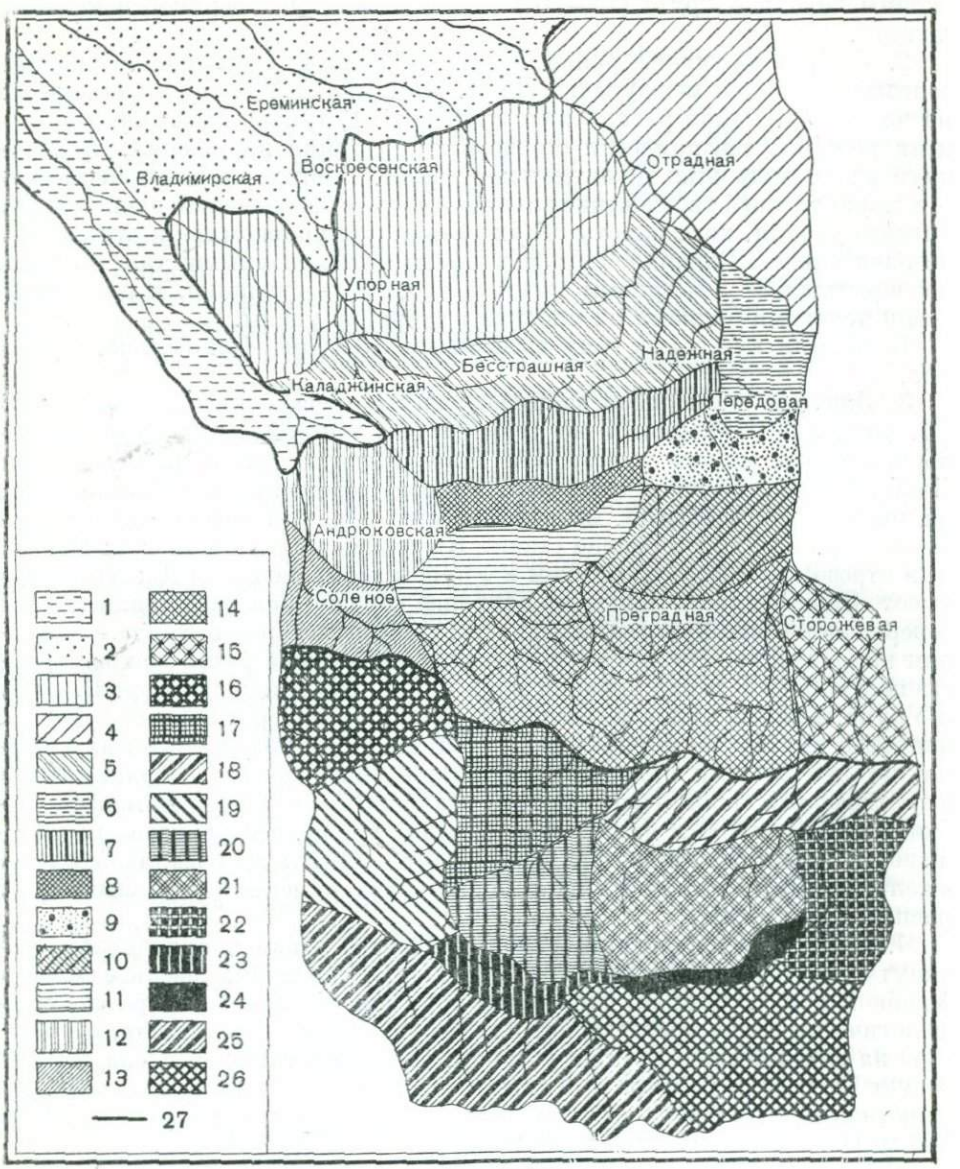

Рис. 32. Геоморфологические районы.

I. Равнина: *1*— Лабинский район плоской равнины; *2*—Лабино-Урупский район древнеэрозионной повышенной равнины. II. Предгорья: *3*— Джелтмесский район первой куэсты; *4*— Урупо-Зеленчукский предгорный район; *5*— Чамлыкский район третичной депрессии; *6*— Чокракский район Пастбищного хребта; *7*— Тегинский район Пастбищного хребта; *8*—Озерный район меловой депрессии; *9*—Бруцеловный район меловой депрессии; *10* — Баранахский район Скалистого хребта; *11* — Куньшинский район Скалистого хребта; *12*— Ахметовский район Скалистого хребта; *13*— Андрюковский район Северо-юрской депрессии; *14*— Урупский район Северо-юрской депрессии; *15* — Кяфаро-Зеленчукский район Северо-юрской депрессии. III. Горы: *16*— Хацавитинский район средневысотных гор; *17*—Беденский район средневысотных гор; *18*—Чапальский район средневысотных гор; *19*—Дженту-Магишинский район Передового хребта; *20*— Ацгаро-Загеданский район Передового хребта; *21*— Архызско-Кяфарский район Передового хребта; *22*— Морг-Сыртинский район Передового хребта; *23* — Загеданский район Южно-юрской депрессии; *24*—Архызский район Южно-юрской депрессии; *25*—Санчарский район Главного хребта; *26*— Псышский район Главного хребта; *27*— границы между крупными орографическими комплексами.

и Ходзи. Глубина долины уменьшается к северу от 150 до 40 м; коренные склоны довольно круто (15—20°) опускаются от I поверхности к днищу долины.

2. Лабино-Урупский район древнеэрозионной повышенной равнины занимает широкие междуречья Лабы, Чамлыка и Урупа при выходе их на плоскость. Район расположен в пределах I ступени и частично II ступени рельефа, тектонически опущенных по линии нарушения, проходящего вдоль подножия Джелтмесской гряды. Благодаря большей древности этих ступеней расчленение равнины сильнее расчленения равнин более низкого уровня, хотя высоты обеих равнин над уровнем моря отличаются незначительно. Равнина сложена древнеаллювиальными галечниками, перекрытыми 2—3-метровым слоем лессовидного суглинка, и расчленена очень пологими балками на плоские и широкие увалы.

В области куэстовых гряд выделяются 13 геоморфологических районов.

3. Джелтмесский район занимает участок древнеаллювиальной равнины, наклонно приподнятой по двум линиям тектонических нарушений и образовавшей первую куэсту, или Джелтмесскую гряду, на междуречье Лабы и Урупа. Сквозной долиной р. Чамлыка первая куэста разделена здесь на два отрезка: западный, меньший из них, образует возвышенное правобережье р. Б. Лабы в районе станиц Каладжинской и Засовской; Восточный отрезок между р. Чамлыком и Урупом носит название Джелтмесских высот. Первая куэста выражена наиболее хорошо; она представляет собой совершенно безлесную возвышенность, гребень которой вытянут в широтном направлении. На нем располагаются наивысшие точки гряды, достигающие 850—900 м над уровнем моря и 300—360 м над дном рр. Б. Лабы и Урупа. Южный склон возвышенности крутой и короткий; его верхняя, наиболее крутая часть образована стойким слоем спаниодонтовых песчаников, что местами приводит к формированию обрывов, обращенных к югу. Северный склон очень пологий и длинный, расчленен долинами глубиной от 150 до 200 м на плосковершинные гряды, веерообразно расходящиеся к северу. Поверхности гряд всюду покрыты древнеаллювиальным джелтмесским галечником, часто образующим каменистые россыпи среди распаханных полей.

4. К Уруп-Зеленчукскому району относится узкая меридионально вытянутая водораздельная гряда рр. Урупа и Б. Зеленчука севернее станицы Удобной и хут. Чокрак, сложенная породами третичного возраста. Морфологически гряда представляет идеальную широкую плоскость, обрезанную на юге довольно крутым уступом. Поверхность водораздела соответствует II ступени рельефа и покрыта галечником джелтмесского типа. Абсолютная высота гряды очень постепенно уменьшается к северу от 850 до 550 м. Относительные высоты колеблются от 250 до 300 м.

5. Чамлыкский район выделяется в пределах очень хорошо выраженной в рельефе третичной депрессии, расположенной южнее Джелтмесской гряды. Абсолютные высоты днища депрессии колеблются от 720 до 600 м; глубина речных долин и балок не превышает 40—60 м.

Поверхность дна депрессии соответствует II ступени рельефа, тектонически опущенной по линии, проходящей вдоль подножия южного склона Джелтмесской гряды. Абсолютные высоты поверхности колеблются от 720 до 600 м. Над дном рр. Б. Лабы и Урупа поверхность депрессии поднята на 180—200 м, тогда как более мелкие реки и балки врезаны в нее на глубину 40—60 м. Истоками рр. Чамлыка и Тегиня поверхность депрессии расчленена на систему плосковершинных возвышенностей и холмов, так что рельеф ее может быть назван холмисто-увалистым. Вершины

холмов в ряде мест покрыты здесь древнегалечным горизонтом джелтмесского типа.

6. Чокракский район включает узкий обособленный участок второй куэсты (Пастбищного хребта) на водоразделе рр. Урупа и Б. Зеленчука. Северный пологий склон куэсты постепенно сливается с поверхностью третичной депрессии. Высшие точки куэсты достигают 1200 м над уровнем моря. Северный склон расчленен глубокими долинами мелких притоков рр. Урупа и Б. Зеленчука. Южный склон крутой и местами скалистый.

7. Тегинский район занимает широкое междуречье рр. Б. Лабы и Урупа и длинный отрезок Пастбищного хребта, хорошо выраженный в рельефе. Куэста прорезана сквозной долиной р. Тегиня, берущей начало среди карстовых холмов меловой депрессии.

Поверхность куэсты высотой 1200—1100 м соответствует III ступени и всюду имеет выровненную форму. Рыхлые отложения на водораздельной поверхности отсутствуют. Южные склоны круты, местами образуют скалистые обрывы верхнемеловых известняков.

Северные пологие склоны расчленены реками на длинные плосковершинные гряды. К северу водоразделы гряд понижаются рядом широких ступеней.

8. Озерный район обнимает участок прекрасно выраженной в рельефе меловой депрессии, расположенной южнее Пастбищного хребта. Поверхность депрессии образована поверхностью II ступени рельефа и располагается на высотах 800—880 м над уровнем моря; над дном долин она возвышается на 250—280 м. Вдоль сквозной долины р. Тегиня и под южными обрывами Пастбищного хребта, вдоль долин рр. Б. Лабы и Урупа II поверхность меловой депрессии соединяется с II поверхностью третичной депрессии. Плоская поверхность II ступени как бы окружает гребень Пастбищного хребта, который возвышается над ней скалистой грядой. Поверхность депрессии развита на известняках и гипсах титона, вследствие чего она сильно закарстована. Интенсивные карстовые явления обусловили здесь все характерные черты рельефа. Плоские поверхности возвышенностей изобилуют карстовыми воронками, разбросанными беспорядочно или вытянутыми цепочками. Много карстовых озер самой разнообразной величины; наиболее крупное из них — оз. Черное на платообразном водоразделе рр. Куньши и Тегиня. Имеются участки карровых полей на обнаженной породе. Часто встречаются слепые долины.

Вся южная половина депрессии, находящаяся у подножия Скалистого хребта, расположена на выходах гипсов, в которых развит особо интенсивный карст. Северная половина депрессии, располагающаяся на меловых известняках, имеет более смягченные карстовые формы.

9. Бруцеловный район заключает небольшой отрезок меловой депрессии на водоразделе рр. Урупа и Б. Зеленчука. Депрессия здесь сильно расчленена реками. От ее первоначального днища остался узкий плоский водораздел, прижатый к долине р. Б. Зеленчука; высота его —950 м. На поверхности водораздела имеются выходы древнего галечника.

10. Баранахский район расположен в пределах Скалистого хребта на водоразделе рр. Урупа и Б. Зеленчука. Здесь Скалистый хребет в плане образует два острых выступа к югу, вершины которых достигают 1700 м над уровнем моря (г. Баранаха). Водораздельная область представляет выровненную поверхность III ступени, лишенную рыхлых осадков. Она сложена известняками верхнеюрского возраста и сильно закарстована. На юг хребет обращен скалистыми известняковыми обрывами высотой 200—250 м. Северные пологие склоны глубоко расчленены ущельями

притоков р. Урупа. В известняках ущелья имеют характер глубоких непроходимых каньонов.

11. Куньшинский район также расположен в пределах Скалистого хребта на водоразделе рр. Б. Лабы и Урупа; от Баранахского района отличается меньшими высотами (1000 м) и менее резким расчленением северного склона.

12. Ахметовский район включает небольшой отрезок Скалистого хребта на мысу, образованном слиянием рр. М. Лабы и Б. Лабы. Хребет понижен здесь до 1240 м. Водораздельный гребень образует скалистую стену, отвесную к югу и довольно круто понижающуюся на север.

13. Андрюковский район располагается в пределах Северо-юрской депрессии. Рельеф района разработан в нестойких глинисто-сланцевых породах и выражен системой мягкоокруглых холмов с плоскими вершинами и пологими склонами. Высота холмов — 750—800 м. Холмы поднимаются двумя ярусами в 100 и 350—300 м над пониженной центральной частью депрессии, совпадающей с долиной р. Андрюка. Пониженная часть представляет собой участок древней долины р. Б. Лабы, некогда соединявшейся с долиной р. М. Лабы южнее Скалистого хребта.

14. Урупский район Северо-юрской депрессии располагается в повышенном лабино-зеленчукском секторе северного склона на междуречье Лабы и Кяфара. Поверхность депрессии здесь возвышается над соседним Андрюковским районом на 150—200 м; I и II ступени, образующие поверхность депрессии, достигают абсолютных высот 1000 и 1300 м. К востоку от р. Б. Лабы начинает меняться литологический состав пород нижней и средней юры, слагающих депрессию. Среди глинисто-сланцевых толщ увеличиваются прослои песчаников и появляются слои известняков. Это приводит к большой резкости и расчлененности рельефа депрессии по сравнению с районами, расположенными к западу от р. Б. Лабы. Выходы так называемой карбонатной пачки верхнего аалена приводят к образованию столовых вершин в пределах депрессии, ограниченных скалистыми бровками и ступенчатыми склонами долин.

В местах развития верхнеааленских известняков на поверхности депрессии образуются возвышенности, напоминающие куэсты, но расположенные ступенью ниже Скалистого хребта. I ступень рельефа (950—1000 м) имеет ограниченное развитие в Урупском районе. II ступень, наоборот, получает в этом районе очень широкое развитие. Она отвечает водоразделам рр. Б. Лабы, Урупа и Кяфара, а также обширным волнистым возвышенностям южной части депрессии. Особенно хорошо II ступень развита в районе хут. Пантелеймоновского на правобережье р. Урупа. Здесь она выражена большим, почти не расчлененным массивом с абсолютными высотами 1200—1300 м и превышением над дном долин на 300—350 м. Поверхность массива слегка волниста, однако имеет много совершенно плоских пространств. В верховьях р. Бижгона на поверхности массива обнаружен слой сильно сцементированного галечника, соответствующего древнеаллювиальному джелтмесскому горизонту.

15. Кяфаро-Зеленчукский район Северо-юрской депрессии располагается в пределах слившихся аллювиальных долин рр. Бижгона, Кяфара и Б. Зеленчука. Более высокие I и II ступени рельефа здесь сильно размыты и сохранились только узкими полосами на водоразделе рр. Кяфара и Б. Зеленчука.

Горная часть северного склона делится на следующие районы:

16. Хацавитинский район средневысотных плосковершинных хребтов располагается на водоразделе рр. М. Лабы и Б. Лабы. На юге он ограни-

чен глубоким продольным понижением, занятым долинами рр. Хацавитая и Бескес.

Рельеф района определяется крупным массивом III ступени. Центральная часть массива размыта верховьями р. Андрюка и образует глубокую овальную котловину под названием урочища Котел.

Сохранившиеся края массива образуют хр. Хацавитая (1900 м), хр. Ахызырта (1700 м) и их безымянные отроги. Поверхность хребтов выровнена, слегка волниста. Склоны к речным долинам чрезвычайно круты, местами скалисты (на выходах песчаников и конгломератов).

17. Беденский район выделяется в пределах длинного поперечного отрога Передового хребта, формирующего высокое правобережье р. Б. Лабы, поднятое вдоль тектонического разлома. Отрог представляет собой плосковершинный хребет, отвечающий III ступени рельефа с высотами от 1750 до 2000 м. Северная половина его сложена песчаниками нижней юры; в южной половине из-под песчаников выходят красноцветные пермские конгломераты, обусловившие существование резко расчлененного рельефа.

Склоны хребта асимметричны. Западный склон, крутой и короткий, часто обрывается к р. Б. Лабе скалистыми стенками, образующими непроходимые ущелья. Особенно скалисты и причудливы береговые обрывы в красноцветных конгломератах. В средней части западного склона имеются узкие террасовидные площадки, соответствующие II ступени рельефа. Восточный склон, длинный и пологий, расчленен притоками р. Урупа на одновысотные плосковершинные гряды, которые понижаются к долине р. Урупа широкой террасой, соответствующей II ступени рельефа. Широтный участок долины р. Урупа, ограничивающий с юга Беденский район, разработан в пермских красноцветных конгломератах. Ступени образованы отдельными слоями конгломератов; расчлененные эрозией, они создают по склонам узкого ущелья р. Урупа причудливые формы в виде столбов и башен.

Продольный отрог Передового хребта в пределах Беденского района, образуя высокий водораздел рр. Б. Лабы и Урупа, является важной ландшафтной и климатической границей областей, лежащих к западу и востоку от него. К западу располагается бассейн р. Б. Лабы с более мягким и влажным климатом, благоприятным для развития богатых пихтовых лесов. К востоку, в замкнутом урупском бассейне, природные условия становятся более суровыми, увеличивается сухость и преобладают еловые леса.

18. Чапальский район выделяется в пределах окончаний средневысотных отрогов хр. Абишира-Ахуба (гора Чапал, хр. Чапал, гора Чилик-Скала). Они составляют зону плосковершинных возвышенностей в 2000 м над уровнем моря, соответствующую III ступени рельефа и ограниченную с юга кяфарской тектонической линией. К этой зоне относятся продольные участки долин рр. Чилика и Кяфара. Глубокими крутостенными ущельями они ограничивают зону с юга и отделяют ее от вышележащей ступени с высотами 2500 м.

Район в основном сложен песчанистыми породами нижней юры и только на западе, между рр. Бульваркой и Урупом,— красноцветными конгломератами и песчаниками нижней перми.

Водоразделы хребтов представляют выровненные пологохолмистые поверхности, занятые субальпийскими лугами. Возвышаясь над темной зоной лесов, они издали представляются светлозелеными плато, окаймляющими скалистые отроги хр. Абишира-Ахуба.

Восточная часть района образована изолированными отрезками хребтов высотой порядка 2000 м, разделенных поперечными долинами рр. Кяфара, Б. Зеленчука и Марухи.

19. Дженту-Магишинский район включает отрезок Передового хребта, лежащий в пониженном секторе северного склона на узком междуречье рр. Б. Лабы и М. Лабы. Эта часть Передового хребта сложена кристаллическими сланцами, гнейсами и гранитами и достигает высоты 2800—3000 м. На высших точках (массив Дженту и Магишино) широко развиты следы древнего оледенения в виде глубоких ледниковых цирков. Современное оледенение отсутствует. Северные отроги скалистых хребтов (массив Пицирь) имеют выровненные плосковолнистые водоразделы на высотах 2200—2500 м.

Склоны речных долин чрезвычайно круты и скалисты.

В хр. Абишира-Ахуба можно выделить два района: Ацгаро-Загеданский и Архызско-Кяфарский.

20. Ацгаро-Загеданский район включает западную часть хр. Абишира-Ахуба и отделен от его восточной половины значительным понижением гребня в верховьях р. Ацгары. С юга район ограничен глубокой тектонической депрессией долины Загедана, с севера — кяфарской тектонической линией.

Понижение между западной и восточной частями хребта представляет собой платообразный выровненный участок, отвечающий поверхности IIIа с множеством расположенных на ней мелких ледниковых озер.

Рельеф района представлен системой сложно ветвящихся хребтов, которые отходят к северу от основного гребня хр. Абишира-Ахуба, имеющего широтное простирание. Хребты разделяются истоками рр. Урупа и Ацгары.

Южные склоны круто обрываются к долине Загедана и расчленены мелкими притоками р. Б. Лабы на короткие отроги. Хребты отвечают трем ступеням рельефа —III, IV и V. Наиболее широко развита IV ступень, которая соответствует почти всем скалистым альпийским хребтам высотой 2800—3000 м. Пониженные сглаженные участки хребтов и выровненные плоские ступени под скалистыми гребнями отвечают поверхности III. V ступень соответствует наивысшему массиву горы Урупа, представляющему водораздел рр. Ацгары и Урупа.

Скалистый гребень водораздела долины Загедана с Урупом сложен свитой светлосерых мраморизованных известняков среднего кембрия. Они массивной отвесной стеной венчают хребет и образуют его наивысшие вершины (гора Загедан, 3094 м). В районе горы Загедана в этих известняках развиты карстовые формы (Е. Н. Дьяконова-Савельева, 1933 г.).

Нижележащие склоны, а также обширные пространства северных отрогов хр. Абишира-Ахуба сложены метаморфическими сланцами нижнего палеозоя. В рельефе они дают скалистые зубчатые гребни и крутые склоны, покрытые мощными обломочными осыпями.

Самые северные части отрогов хр. Абишира-Ахуба слагаются мощными красноцветными континентальными толщами нижней перми, реки имеют здесь характер глубоких каньонов.

21. Архызско-Кяфарский район охватывает центральную и восточную части хр. Абишира-Ахуба. С севера район ограничен глубокими долинами рр. Чилика и Кяфара, совпадающими с кяфарской тектонической линией, с юга — тектонической депрессией Архыза. Северные склоны хребта расчленяются многочисленными истоками р. Кяфара на скалистые ветвящиеся отроги. Южные склоны хребта круто обрываются к долине р. Архыза. Высота гребня в центральной, наивысшей части достигает 3200 м. Хребты сложены комплексом метаморфических и изверженных пород палеозойского возраста.

Наивысшая V ступень развита здесь шире, чем в предыдущем районе. Ей соответствуют высокогорные хребты на водоразделах рр. Чилика и Кяфара. IV ступень занимает также большие площади; местами она сильно расширяется, образуя высокогорные плато. Подобные плато имеются в верховьях р. Кяфара-Агура и в районе горы Чилик 1-й.

Ступень IIIа отвечает сглаженным нивально-эрозионным гребням на окончаниях северных отрогов хр. Абишира-Ахуба.

22. Морг-Сыртинский район заключает отрезок Передового хребта, отчлененный от массива хр. Абишира-Ахуба глубокой долиной р. Б. Зеленчука.

Южная граница, отделяющая район от зоны Главного хребта, выражена не глубокими тектоническими депрессиями, подобно предыдущим районам, а только слабо намечается в рельефе в виде понижения, отделяющего хр. Морг-Сырты от хр. Ужума.

Рельеф района определяется длинным, выгнутым к востоку, хр. Морг-Сырты с высотами 2800—3000 м (IV ступень). На восток хребет круто обрывается к долине р. Марухи. К западу он обращен гигантским цирком, обширное днище которого представляет выровненную поверхность ступени IIIа. На ней, на высотах 2400—2500 м, располагается урочище Морг-Сырты, имеющее мелкобугристое расчленение поверхности с обилием маленьких озерков и болотистых участков. К долине р. Б. Зеленчука поверхность урочища обрывается крутыми эрозионными склонами.

23. Загеданский район является участком Южно-юрской межгорной депрессии, разработанной р. Б. Лабой в глинистых сланцах нижней юры. Долина Загедана представляет здесь глубокую котловину, зажатую между высокогорными массивами Передового и Главного хребтов. Выполненная в своей нижней части аллювиальными наносами р. Б. Лабы, депрессия имеет довольно широкое плоское днище с сериями хорошо развитых террас. Дно депрессии расположено на высотах 1300—1100 м над уровнем моря. В устьях крупных притоков рр. Б. Лабы, Дамхурца и Макеры на аллювиальных террасах находятся древние морены. На склонах котловины, на высоте 300—350 м над рекой, намечается ярус мягкоокруглых холмов, соответствующий хорошо развитой здесь II ступени.

24. Архызский район располагается в самой восточной части Южно-юрской межгорной депрессии, в долине р. Архыза. От долины Загедана этот участок депрессии отличается большей высотой над уровнем моря (1500—1800 м) и значительно меньшей заполненностью аллювиальными осадками. Хорошо развитые аллювиальные террасы имеются только в самой нижней части долины — в районе аула Архыз. В устье рр. Псыша и Кызгыча на террасах высотой 15 м располагаются хорошо сохранившиеся древние морены.

Рельеф долины выражен системой мягкоокруглых холмов, разработанных в глинистых сланцах нижней юры. Холмы возвышаются над днищем долины, образуя ярус высотой 300 м (II ступень). Выше яруса холмов располагаются очень крутые обнаженные склоны хребтов, окаймляющих долину с юга и севера.

25. Санчарский район находится в пределах Главного хребта и его поперечных отрогов между долинами рр. Б. Лабы, Санчары, Макеры, Мамхурца и Дамхурца. Район расположен в пониженном лабинском секторе северного склона. *Наивысшая V ступень рельефа здесь не развита*; хребты отвечают IIIа и IV ступеням, отличаются строгой одновысотностью гребней и не поднимаются более 2800—3000 м над уровнем моря. Главный хребет рассечен рядом низких перевалов [перевалы Чиахары (2336 м), Санчар (2600 м), Лаба (2500 м) и др.].

Рельеф Главного хребта и его отрогов, разработанный в основном в сланцах и гнейсах архея, имеет высокогорный альпийский характер. Гребни скалисты и зубчаты, склоны несут ледниковые цирки, долины притоков р. Б. Лабы носят характер глубоких и крутосклонных трогов. Современное оледенение очень незначительно и представлено рядом каровых ледников на Главном хребте.

26. Псышский район резкой высотной ступенью поднимается над Санчарским районом по лабинской тектонической линии, совпадающей здесь с долиной р. Б. Лабы. Высота горных хребтов сразу к востоку от р. Б. Лабы достигает 3600—3800 м над уровнем моря (горы София, Псыш и др.).

Рельеф становится расчлененнее; широко развито оледенение. Среди кристаллических сланцев и гнейсов чаще появляются выходы гранитов. Однако наиболее широкое развитие граниты получают к востоку от долины р. Софии.

Поперечные отроги Главного хребта носят характер высокогорных скалистых массивов, резко и глубоко расчлененных (хр. Аркассара, хр. Чегет-Чат, массив горы Софии и др.). Горные долины являются типичными трогами.

Благодаря большим высотам и широкому развитию ледников, эрозионные процессы приобретают большую интенсивность. Склоны и подножия хребтов покрыты шлейфами крупнообломочных осыпей. Широко развиты каменные обвалы и снежные лавины.

Большое развитие получает V ступень рельефа, отвечающая наиболее высоким массивам и вершинам (горы София, Южный Псыш, Северный Псыш и др.). Перевалы через Главный хребет высоки и труднодоступны.

15. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Рельеф Северо-Западного Кавказа формировался в результате неравномерно-сводообразного поднятия Кавказского хребта. Сводовый характер хребта обусловлен бóльшим размахом, а также большей продолжительностью движений в центральных частях. Поднятие, со временем замедлявшееся, сопровождалось погружением Кубанской предгорной впадины.

2. Поднятие происходило прерывисто, с чередованием эпох малых амплитуд движения и выравнивания рельефа и эпох ускоренного поднятия с образованием поверхностей врезания. Это привело к образованию отчетливой ярусности, или ступенчатости, северного склона.

Резкие перегибы рельефа и деформации рыхлых отложений на границах ступеней говорят о том, что включение новых участков равнины в область поднятия происходило по линиям тектонических нарушений (взбросов или флексур?). Геоморфологические данные и характер осадков на разных ступенях рельефа свидетельствуют об их разновозрастности и исключают возможность толкования разновысотных ступеней как образований единого возраста, поднятых дифференцированными движениями на различную высоту. Возраст ступеней увеличивается от низких ступеней периферических частей северного склона к высокогорным ступеням Главного хребта. Основной массив Горного Кавказа имеет, очевидно, третичный возраст, тогда как предгорья формировались в четвертичное время.

3. Неравномерное сводообразное поднятие северного склона осложнено дифференцированными молодыми движениями, проявлявшимися в ускоренном поднятии одних зон северного склона и отставании других.

Выделяются два направления молодых тектонических нарушений: продольное (с северо-запада на юго-восток) и поперечное (с юго-запада на северо-восток).

4. Сопоставление древних элементов рельефа с современными, а также тектонических деформаций древних и молодых ступеней рельефа, показало глубокую преемственность общего плана рельефа с момента его возникновения до современной эпохи. Тектонические деформации отличаются также унаследованной приуроченностью к определенным тектоническим линиям.

ЛИТЕРАТУРА

Агалин Г. П. Краткий геологический очерк центральной части Б. Карачая. Изв. Геол. ком., 1929, т. XLVIII, № 4.

Андрусов Н. И. Геологические исследования в Кубанской области между р. Адагумом и Кубанским лиманом. Тр. СПб. об-ва естеств., 1899, т. XXVIII.

Андрусов Н. И. Геологические исследования на Таманском полуострове. Материалы по геологии России, 1904, т. XXI.

Андрусов Н. И. Террасы окрестностей Судака. Зап. Кавк. об-ва естеств., 1912, т. XXII, вып. 2.

Андрусов Н. И. Взаимоотношения Эвксинского и Каспийского бассейнов в неогеновую эпоху. Изв. Академии наук, 1918, сер. VI, т. XII.

Архангельский А. Д. Несколько соображений о геологической структуре Ставропольской возвышенности и примыкающих к ней частей Кавказа. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1926, т. IV.

Белоусов В. В. Краткий геологический очерк района рр. Пшехи и Белой на Сев. Кавказе. Зап. Минер. об-ва, 1937, т. 66, вып. 4.

Белоусов В. В. Юрские и нижнемеловые отложения сев. склона. Международн. геол. конгресс (XVII сессия), экскурсия по Кавказу, Черноморское побережье, 1937.

Белоусов В. В. Некоторые главные этапы третичной истории Кавказа. «Пробл. советск геол.», 1938, т. 8, № 4.

Белоусов В. В. Большой Кавказ, чч. I, II и III, Л., 1938—1940. Тр. ЦНИГРИ, 1938, ч. 1; 1940, ч. II и III.

Бессонов И. П. Геолого-петрографический очерк области верховьев Б. и М. Зеленчука в Карачае. Тр. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, 1938, вып. 1.

Бессонов И. П. Геологическое строение области верховьев р. Б. Лабы. Тр. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, 1938, вып. 2.

Бессонов И. П. Некоторые данные по петрографии семейства габбровых пород Зап. Карачая (Сев. Кавказ). Тр. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, 1938, вып. 4

Богданович К. И. О геологическом строении р. Кубани. Изв. Геол. ком., 1913, т. XXXII.

Вардапянц Л. А. О четвертичной истории Кавказа. Изв. Гос. геогр. об-ва, 1933, т. XV, вып. 6.

Вардапянц Л. А. Материалы по геоморфологии Большого Кавказа. I. Центральный и Западный Кавказ. Изв. Гос. геогр. об-ва, 1933, т. XV, вып. 2.

Вардапянц Л. А. Причины оледенений и опыт генетической синхронизации процессов орогении, оледенений и эрозии. Тр. II Международн. конфер. Ассоц. по изуч. четвертичн. периода Европы, 1933, вып. II.

Вардапянц Л. А. О возрасте рельефа Предкавказья. Докл. Академии наук СССР, 1934, № 7.

Вардапянц Л. А. Материалы к истории развития рельефа Предкавказья. Изв. Гос. геогр. об-ва, 1934, т. XVI.

Вардапянц Л. А. Об орогенических фазах верхней юры на Кавказе. Докл. Академии наук СССР, 1934, № 5.

Вардапянц Л. А. Материалы по петрографии Северного Кавказа. Тр. Аз-Черном. геол.-разв. треста, 1935, № 11.

Вардапянц Л. А. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. Тр. ЦНИГРИ, 1935, вып. 25.

Вардапянц Л. А. О возрасте тектонических структур Горной Осетии. Докл. Академии наук СССР, 1940, т. 27, № 9.

Вардапянц Л. А. О возрасте структуры Центрального Кавказа. «Советск. геология», 1940, № 8.

Вассоевич Н. Б. О вероятном возрасте эоценового флиша и смежных с ним отложений северо-западной части Кавказа. Тр. НГРИ, 1932, вып. 37.

Вялов О. С. Геологические исследования 1931 г. в Западном Кавказе. Зап. Всес. минер. об-ва, 1934, т. 63, № 1.
Гатуев С. А. Гидрогеологическое обследование Медвеженского уезда Ставропольской губ. в 1910 г. Сб. сведений о Сев. Кавказе за 1914 г., вып. 4.
Гатуев С. А. Предварительный отчет о геологических исследованиях в области восточной половины листа Д— 4 пятиверстной карты Кавказа. Изв. Геол. ком., 1925, т. XLIV, № 10.
Гатуев С. А. Краткий отчет о геологических работах летом 1925 г. в пределах листа Д—3 пятиверстной карты Кавказа. Изв. Геол. ком., 1926, т. XLV.
Гатуев С. А. Акчагыльские отложения Черноморского бассейна. Тр. Геол. инст. Академии наук СССР, 1932, т. II.
Гатуев С. А. Кубано-Азовский артезианский бассейн. «Геология на фронте индустриализации», 1935, т. IV.
Гатуев С. А. К стратиграфии верхнетретичных и послетретичных отложений Черноморского и Каспийского бассейнов. Тр. по полезн. ископ. Сев. Кавказа, 1936, вып. II.
Герасимов А. П. Кавказская складчатость и вулканизм. «Природа», 1922, № 3—5.
Герасимов А. П. Обзор современных данных по геологии Северного Кавказа. Изв. Геол. ком., 1928, т. 47, № 4.
Герасимов А. П. Обзор геологического строения северного склона Главного Кавказского хребта в бассейнах рек Малки и Кумы, Тр. ЦНИГРИ, вып. 123, 1940.
Голубятников В. Д. Понтокаспий. Тр. советск. секции Международн. ассоц. по изуч. четвертичн. периода, 1936, вып. 2.
Гречишкин Л. Я. Геологические исследования в Черных Горах. Изв. Геол. ком., 1928, т. XLVII.
Громов В. И. Проблема множественности оледенений в связи с изучением четвертичных млекопитающих. «Пробл. советск. геол.», 1933, № 7.
Данов А. и Колесников В. Геологическая карта центральной части Армавирского отдела Кубанской области. Изв. Геол. ком., 1926, т. XLV, № 9.
Динник Н. Я. Оштен и окружающие его части Кубанской области. Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. об-ва, 1894, кн. XVI.
Динник Н. Я. Верховья Большого Зеленчука и хребет Абишира-Ахуба. Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. об-ва, 1899, т. XII, вып. 3.
Думитрашко Н. В. и Каманин Л. Г. Междуречье Калауса и Кумы. «Обследование подземных вод СССР», 1932, вып. 3.
Думитрашко Н. В. Основные вопросы четвертичной геологии и геоморфологии Северного Кавказа. «Пробл. физич. геогр.», 1937.
Дьяконова-Савельева Е. Н. Петрографический очерк района развития красноцветной толщи по среднему течению Б. Лабы и верховьям Урупа на Северном Кавказе. Северокавказская петрографическая экспедиция Академии наук СССР, 1933, вып. 1.
Затворницкий А. Я. Юрские и меловые отложения в Кубанской области между рр. Кубанью и Урупом. Изв. Геол. ком. за 1917 г., 1918, т. 37.
Зонн С. В. Долина Загедан в верховьях реки Б. Лабы на Северном Кавказе. Изв. Всес. геогр. об-ва, 1946, № 4.
Келлер Б. М. Стратиграфия верхнемеловых отложений Западного Кавказа. Изв. Академии наук СССР, сер. геол., 1936, № 5.
Кобилев А. Г. Геолого-петрографический очерк верховьев Большой Лабы (область перевалов). Северокавказская петрографическая экспедиция Академии Наук СССР, 1933, вып. 1.
Колесников В. П. Геологическое и гидрогеологическое описание листа Г—3 пятиверстки Кавказа. Тр. Всес. геол.-разв. объединения, 1932, вып. 206.
Колесников В. П. Геологическое и гидрогеологическое описание северной части листа Г—4 (Северный Кавказ). Тр. Всес. геогр. об-ва, 1932, вып. 267.
Колесников В. П., Жижченко Б. П., Эберзин А. Г. Неоген СССР. Стратиграфия СССР, Изв. Академии наук СССР, 1940, т. XII.
Королевич В. Э. Карст станицы Бесленеевской. Воронежский гос. ун-т., Научные работы студентов, ч. II— Биология и геология. Воронеж, 1939.
Крашенинников И. М. и Неуструев С. С. Геоморфологический очерк Малой Кабарды и Моздокской степи. Зап. Росс. минер. об-ва, 1926, ч. LV, вып. 1.
Кузнецов И. Г. Краткий геологический очерк Балкарии. Изв. Геол. ком., 1924, т. XLIII.
Кузнецов И. Г. Колебательные движения земной коры и их роль в структуре Кавказа. «Пробл. советск. геол.», 1933, т. III, № 7.

Кузнецов И. Г. Основные этапы в истории развития вулканических явлений в Большом Кавказе. Зап. Всер. минер. об-ва, 1940, ч. XIX, № 2—3.

Кузнецов С. С. Геологический очерк Ставропольской губернии. Изд. Ставроп. уездн. отд. нар. обр. Ставрополь, 1923.

Кузнецов С. С. Большой Кавказ как складчатое сооружение киммерийского орогенеза. Уч. зап. Ленингр. гос. пед. ин-та им. Герцена, кафедра геологии и минералогии, 1948, т. LXXII.

Личков Б. Л. *О горных денудационных поверхностях и их происхождении.* Изв. Всес. геогр. об-ва, 1945, т. 77, вып. 4.

Мирчинк Г. Ф. Соотношение четвертичных континентальных отложений русской равнины и Кавказа. Изв. Ассоц. научно-исслед. ин-тов при физ.-мат. ф-те, 1928, т. I, вып. 3—4.

Михайловский Н. Г. Горные группы и ледники Центрального Кавказа. «Землеведение», 1894, т. 1, кн. 1.

Москвитин А. И. Террасы р. Белой. Изв. Гос. геогр. об-ва, 1933, вып. 4.

Муратов М. Н. К морфологии следов четвертичного оледенения на Кавказе. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1946, новая сер., т. XXI, № 5.

Насимович А. А. Снежные лавины в горах Северо-Западного Кавказа. «Природа», 1939, № 9.

Николаев Н. И. О четвертичной тектонике и возрасте рельефа Центр льного Кавказа и Предкавказья. Докл. Академии наук СССР, 1940, т. 30, № 1.а

Пилюченко Г. Е. Краткий геологический очерк верхнего Зеленчука. Тр. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавк., 1938, вып. 1.

Православлев П. А. *Краткий отчет о геологических работах летом 1926 г. в районе низовьев р. Кубани и побережья Азовского моря в пределах планшета В—2 пятиверстной карты Кавказа.* Изв. Геол. ком., 1926, т. XIV.

Православлев П. А. Условия залегания послетретичных ракушечников Азовского и Черного морей. Тр. Геол. музея Академии Наук СССР, 1928, т. IV.

Православлев П. А. К гидрогеологии прикубанской степной равнины. Тр. Всес. геол.-разв. объединения, 1932, вып. 188.

Православлев П. А. и Апшелес О. М. Вулканический пепел из лессовидных суглинков правого побережья р. Кубани около ст. Темижбекской. Тр. Ленингр. об-ва естеств., 1930, т. X.

Прокопов К. А. Геологический очерк Ставропольских высот в связи с нахождением в г. Ставрополе горючего газа. Сб. свед. о Сев. Кавк., 1912, т. VII.

Прокопов К. А. Геологические исследования Кубанского нефтеносного района, листы Абинский и Эриванский. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1922, вып. 112.

Прокопов К. А. Девонские отложения по р. Теберде на Северном Кавказе. «Пробл. советск. геол.», 1936, т. V, № 3.

Прокопов К. А. *Очерк геологических образований по р. Кубани.* Тр. Геол. службы Грознефти, 1937, вып. 8.

Ячелинцев В. Ф. Лейас бассейнов рек Белой и Лабы на Северном Кавказе. Изв. Всес. геол.-разв. объединения, 1932, т. 1, вып. 25.

Рейнгард А. Л. Следы ледникового периода в долине Мзымты и в окрестностях перевала Псеашхо в Западном Кавказе. Тр. Общ. испыт. природы при Харьковск. ун-те, 1913, т. X.

Рейнгард А. Л. Стадии отступающих дилювиальных ледников в бассейнах Теберды и Кубани. Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. об-ва, 1915, т. XXIII, № 2.

Рейнгард А. Л. Снеговая граница в Западном Кавказе между Эльбрусом и Марухом. Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. об-ва, 1916, т. 24, вып. 1.

Рейнгард А. Л. К вопросу о делении Кавказа на морфологические области (с картой). Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. об-ва, 1917, т. XXV.

Рейнгард А. Л. *О некоторых спорных вопросах гляциальной морфологии.* Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. об-ва, 1917, т. XXV.

Рейнгард А. Л. *К вопросу о четвертичном оледенении Кавказа.* Докл. Академии Наук СССР, 1927, серия А.

Рейнгард А. Л. Ледниковые эпохи Кавказа и их отношение к ледниковым эпохам Альп и Скандинавии. Тр. Ленингр. об-ва естеств., 1927, т. VII, вып. 1.

Рейнгард А. Л. К истории долины Кубани. Вестн. Геол. ком., 1929, т. IV, № 2.

Рейнгард А. Л. Ледниковый период Кавказа и его отношение к оледенению Альп и Алтая. Тр. II международн. конфер. Ассоц. по изуч. четвертичн. периода Европы, состоявшейся в 1932 г., вып. II.

Рейнгард А. Л. Несколько слов о хронологической связи между оледенениями Кавказа и каспийскими трансгрессиями. Зап. Русск. минер. об-ва, 1932, т. XI, № 1.

Рейнгард А. Л. *Геоморфологический и геологический очерк района ст.* Темижбекской. Тр. Аз.-Черном. геол.-разв. треста, 1936, вып. 15.
Рейнгард А. Л. Гляциально-морфологические наблюдения в бассейне рр. Кубани и Кодора на Кавказе летом 1934 г. Изв. Гос. русск. геогр. об-ва, 1938, т. VIII, вып. 1.
Рейнгард А. Л. К вопросу о послетретичных движениях на Кавказе. Тр. советск. секции Международн. ассоц. по изуч. четвертичн. периода, 1939, вып. 4.
Рейнгард А. Л. Геоморфологическое расчленение Кавказа. Геология СССР, 1941, т. 10, ч. 1.
Ренгартен В. П. История долины Ассы на Северном Кавказе. Изв. Гос. *русск. геогр. об-ва, 1925, т. VII, вып.* 2.
Ренгартен В. П. Новые данные по тектонике Кавказа. Зап. Русск. минер. об-ва, 1926, ч. 55, вып. 2.
Ренгартен В. П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Тр. Всес. геол.-разв. объединения, 1932, вып. 148.
Ренгартен В. П. Общий очерк тектоники Кавказа. Тр. XVII Международн. геол. конгр. 1937 г., 1939, т. II.
Ренгартен В. П. Тектоника Большого Кавказа. Геология СССР, 1941, т. 10— Закавказье, ч. 1.
Робинсон В. Н. Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейнов рек Лабы и Белой на Северном Кавказе. Тр. Всес. геол.-разв. объединения, 1932, вып. 226.
Робинсон В. Н. Геологический очерк района средних течений рек Аксаута и Маруха. *Тр. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавк., 1938, вып.* 1.
Россиков К. Н. В горах Северо-Западного Кавказа. Поездка в Загедан и к истокам р. Б. Лабы с зоогеографической целью. Изв. Русск. геогр. об-ва, 1890, 4.
Россиков К. Н. Состояние ледников и озер центральной части северного склона Кавказского хребта. Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. об-ва, 1894, т. XVI.
Сидеренуло Н. Н. Полезные ископаемые Мамхурца и Дамхурца. Матер. Аз.-Черн. упр. геол. и полезн. ископ., 1938, сб. 1.
Соколов Н. Н. Геоморфологический очерк Черкесского округа. Тр. Северо-Кавк. ассоц. научно-исслед. ин-тов, 1930, № 65, вып. 12.
Ульянов А. В. *Перспективы нефтеносности мезозойских отложений* Северо-Западного Кавказа. Нефтеносность мезозойских отложений Б. Кавказа. Тр. НГРИ, нов. сер., 1941, вып. 14.
Филиппова М. Ф. Аллювиальные отложения рр. Б. Лабы и Б. Урупа с их притоками. Северокавказская петрографическая экспедиция Академии Наук СССР, 1933.
Шибинский П. Я. Геологические исследования в Лабинском районе. Отчет о состоянии и деятельности МГРИ за 1932 г., ОНТИ, 1934.
Щукин И. С. Балкария. «Землеведение», 1925, т. XXVII, вып. 1—2.
Щукин И. С. Очерки геоморфологии Кавказа, ч. 1. Большой Кавказ. Тр. НИИ МГУ, 1926, вып. 2.
Щукин И. С. Исследования в Центральном Кавказе летом 1927 г. «Землеведение», 1928, т. XXX, вып. 3.
Яковлев С. А. *Почвы и грунты по линии Армавир-Туапсинской железной* дороги. Сообщение XVI бюро по землед. и почвовед. Учен. ком-та Гл. упр. землед., 1914.

Н. В. РЕНГАРТЕН и З. М. СТАРОСТИНА

ГЕОЛОГО-ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛЕЙАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА СЕВЕРНОМ СКЛОНЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА

В настоящей статье приводятся результаты изучения средне- и верхнелейасовых отложений районов рр. М. Лабы (от хут. Вериют до сел. Перевалки), Б. Лабы (от сел. Азиатского до сел. Райлесхоз), Урупа (от прииска Урупского до станицы Преградной), Б. Зеленчука (от Букового участка до сел. Нижняя Ермоловка), Теберды (от сел. Н. Теберды до р. Кубани) и Кубани (правый приток ее — р. Хумара).

В задачу исследований входили составление детальных литологических разрезов лейаса для каждого из районов перечисленных рек, расчленение и стратификация этих разрезов, а также увязка их между собой. В процессе изучения материалов были освещены некоторые вопросы палеогеографии эпохи накопления этих отложений, намечен ряд закономерностей в пространственном размещении литологически различных типов осадков и т. д.

I. УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И СТРАТИГРАФИЯ ЛЕЙАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Изученные нами лейасовые отложения слагают на северном склоне Большого Кавказа так называемую юрскую депрессию. С юга эта зона ограничена повышенным Передовым хребтом, сложенным палеозойскими и триасовыми отложениями, а с севера поднимается гряда возвышенностей известнякового верхнеюрского хребта. Отложения нижней юры залегают с резким угловым несогласием на размытой поверхности сложнодислоцированных пород палеозоя и триаса, а местами и на более древних метаморфических сланцах и гранитах. Тектоника нижнеюрских отложений гораздо более простая. Эрозионная поверхность, на которую налегает нижняя юра, имеет общий сравнительно пологий уклон к северо-востоку 20—25° ∠15—20°.

Вдоль южной границы распространения отложений лейаса, на подъеме к Передовому хребту, углы падения их становятся значительно более крутыми. Наиболее пологие из них составляют 6—12° и отмечаются на востоке, у слияния рр. Теберды и Кубани.

На общем фоне моноклинального залегания лейасовых отложений наблюдаются полого-складчатые структуры и дизъюнктивные нарушения. Среди полосы юрских отложений существует ряд выходов пород древнего субстрата палеозоя и триаса. В редких случаях складчатые структуры имеют нормальные кавказские простирания, параллельные антиклинорию Передового хребта, с хорошо выраженным падением крыльев к северо-востоку и юго-западу. Так, в верховьях р. Власничихи в бассейне р. Уру-

на среднелейасовая свита образует синклиналь и антиклиналь с падением промежуточного крыла на юг под углом 20—40°. Обычно складчатые структуры обусловлены изменениями в залегании подстилающих древних пород, и при этом направление падения в породах мезозоя меняется от СЗ 320° до СВ 60° и реже до В 90°. Подобные антиклинальные структуры отмечены по р. М. Лабе в районе балок Холодной и Батарейной и между горой М. Бамбак и хут. Вериют. Водораздел между рр. Урупом и Б. Зеленчуком в области развития песчаников среднего лейаса имеет синклинальное строение.

Так, на р. Урупе господствуют падения на СВ 70°∠12—20°, а на р. Б. Зеленчуке — СЗ 340°∠10—20°.

Сбросовые нарушения различной амплитуды обычно имеют простирания, близкие к широтным. При этом имеются признаки надвигания северных крыльев на южные. В результате этих нарушений определенные горизонты лейасовых отложений в некоторых случаях повторяются при прослеживании разрезов с юга на север. Этим же обусловлено появление некоторых выходов древнего субстрата в полосе развития отложений лейаса.

В качестве примеров сбросовых нарушений можно привести район горы Беден в бассейне р. Б. Лабы. По двум сбросам к северу и югу от горы Беден песчаники верхнего лейаса на этой вершине значительно приподняты по сравнению с их положением к югу в балке Горелой и к северу в балке Мощевой. Ниже по р. Б. Лабе, у сел. Райлесхоз, палеозойские граниты по сбросу выдвинуты выше базальных конгломератов нижней юры, содержащих гальки тех же гранитов. Значительное сбросовое нарушение отмечается в бассейне р. М. Лабы выше хут. Вериют. Продолжение его прослеживается по балке Соленой, где с ним, повидимому, связаны выходы соленых источников. Здесь в приподнятом северном крыле выступают известняки триаса, а с юга к ним примыкают базальные песчаники нижней юры.

На продолжении того же сброса у горы Лысой песчаники верхнего лейаса контактируют с приподнятой свитой аргиллитов, занимающей в разрезе более низкое стратиграфическое положение. В устье р. Бурной, на левобережье р. М. Лабы, наблюдается несколько ступенчатых сбросов небольшой амплитуды, вызывающих в сумме значительное снижение выходов песчаного горизонта верхнего лейаса. Наконец, можно еще указать, что по р. Кубани у сел. Новый Карачай и по балке Кубыш установлен крупный сброс, по которому среднелейасовая угленосная свита у сел. Хумары высоко приподнята над подходящей к ней с юга вулканогенной толщей, занимающей в нормальном стратиграфическом разрезе более высокое положение (З. М. Старостина, 1952 г.).

Описанные тектонические нарушения образовались после средней юры, так как все наблюдаемые в отложениях нижней и средней юры стратиграфические перерывы и трансгрессии не сопровождаются угловыми несогласиями.

В нижнеюрском комплексе пород, развитом на интересующей нас площади, предыдущими исследователями выделены на основании фаунистических данных отложения нижнего лейаса (лотарингский ярус), среднего лейаса (плинсбахский и домерский ярусы) и верхнего лейаса (тоар и нижний аален). Почти повсеместно нижнеюрские отложения трансгрессивно перекрываются отложениями верхнего аалена (средняя юра).

Среднелейасовые отложения, а также некоторые горизонты верхнего лейаса бедны фаунистическими остатками, и поэтому нередко у исследова-

телей возникают споры в отношении возраста отдельных частей разрезов.

Мы попытались подойти к стратиграфическому расчленению этих отложений путем выявления литолого-минералогических критериев, согласуя, однако, свои выводы с фаунистическими данными из литературы и нашими собственными находками.

На рис. 1 приведена предлагаемая нами схема сопоставления сводных литологических разрезов нижнеюрских отложений, составленных по долинам рр. М. Лабы, Б. Лабы, Урупа, Б. Зеленчука, Теберды и Кубани.

Стратиграфическое расчленение нижнеюрских отложений, развитых в бассейнах рр. М. Лабы и Б. Лабы, было произведено В. Н. Робинсоном (1932 г.). Одновременно с нашими работами вел свои наблюдения и С. С. Кузнецов, который дополнил и уточнил стратиграфическую схему района новыми находками фауны.

Разрезы лейасовых отложений бассейнов рр. М. Лабы и Б. Лабы сходны между собой. Здесь они могут быть подразделены по литологическому составу на 4 основные свиты (рис. 2).

Нижняя свита представлена плитчатыми мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками, содержащими в нижней части прослои конгломератов, линзы ракушечного детрита, желваки фосфоритов, оолитовые образования железистых хлоритов и пр.

Из основания этой свиты на р. М. Лабе в районе хут. Вериют нами собрана фауна, среди которой Г. Я. Крымгольцем определены *Spiriferina* cf. *walcotti* Sow., *Sp.* cf. *alpina* Opp., *Sp.* cf. *moeschi* Haas., *Sp.* cf. *honeri* Suess, *Sp.* cf. *yaltaensis* Moiss., *Terebratula* cf. *punctata* Sow., *Rhynchonella* cf. *curviceps* Quenst., *Rh.* cf. *amalthei* Quenst., *Rh.* sp. Большинство из этих форм, по заключению Г. Я. Крымгольца, указывает на среднелейасовый возраст содержащих их отложений.

На плоскогорье М. Бамбак (в верховьях р. Бугунжа) в базальных слоях аналогичных отложений В. Н. Робинсоном были найдены остатки моллюсков лотарингского яруса: *Pleurotomaria anglica* Sow., *Amberleya imbricata* Sow., *Cyrsostylus euomphalus* Quenst., *Cardinia* aff. *philea* d'Orb., *Arietites* cf. *pseudospiralis* Vad.

Таким образом, возраст этой свиты можно связать с концом нижнего (лотарингский ярус) и началом среднего (плинсбахский ярус) лейаса и дать обозначение $J_1^{1lot(?)+pl}$.

Вторая свита состоит главным образом из алевролитов (часто сильно глинистых), содержащих прослои сидеритов, мелкозернистых полимиктовых песчаников и редкие прослои органогенно-обломочных, сильно песчанистых известняков.

В этой свите на р. М. Лабе ниже хут. Вериют и на р. Кунке В. Н. Робинсоном (1932 г.) указывается наличие фауны плинсбахского яруса. Здесь, по определению В. Ф. Пчелинцева и А. С. Моисеева, содержатся *Spiriferina walcotti* Sow., *Terebratula punctata* Sow., *Rhynchonella persinuata* Ran., *Rh. pontica* Moiss., *Zeilleria subdigona* Opp., *Pleurotomaria anglica* Sow., *Pl. coarctata* Stol., *Discohelix orbis* Reuss, *Amberleya alpina* Stol., *Trochus epulus* d'Orb. и др.

В той же свите, но в более высоких ее горизонтах на р. Бугунже, по данным того же автора, содержатся уже формы домерского яруса: *Oxytoma oppeli* Rall., *Chlamys priscus* Schloth., *Chl. reutlingensis* St., *Modiola pelops* d'Orb., *Leda graphica Tate, L. complanata* Phill., *Cypricardia curcullata* Goldf., *Pleurotomaria* aff. *hirlytzensis* Hörn., *Pl. subnodosa* Münst. и *Trochus heliciformis* Ziet.

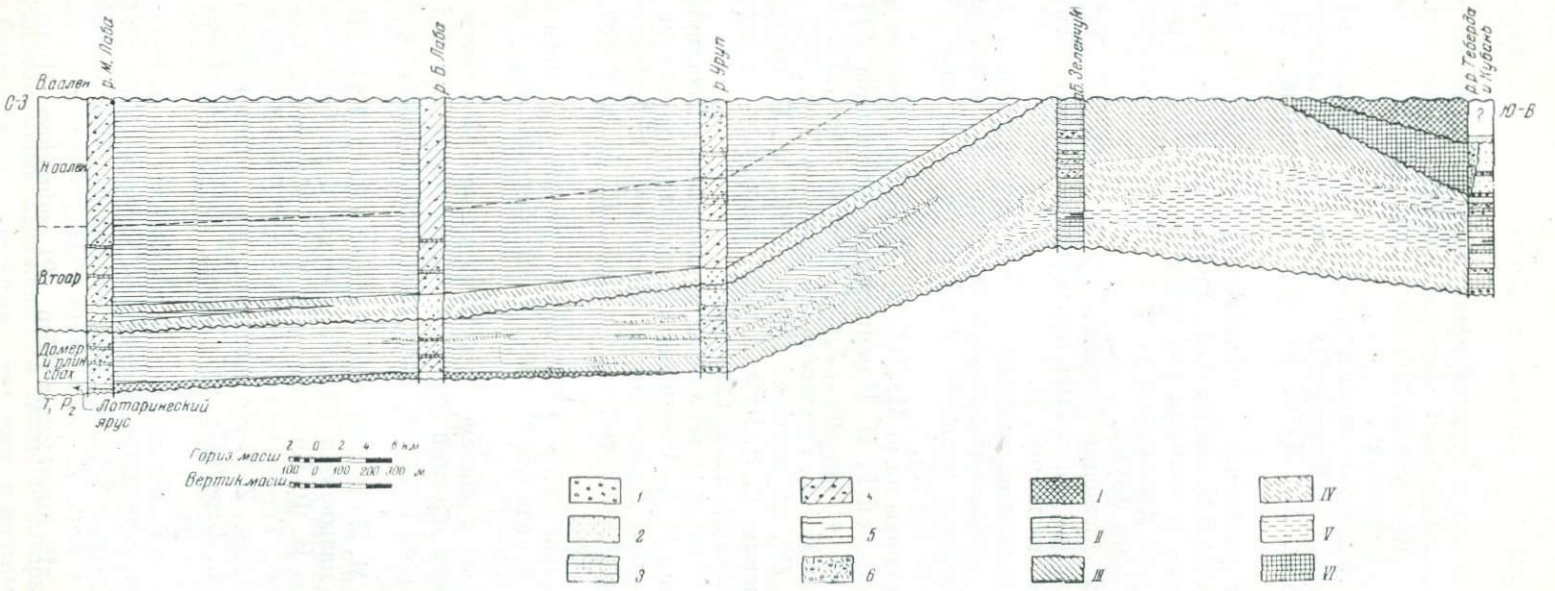

Рис. 1. Схематический фациальный профиль лейасовых отложений по сводным разрезам для районов рр. М. Лабы, Б. Лабы, Урупа, Б. Зеленчука, Теберды и Кубани.

1— конгломераты; *2*— массивные песчаники; *3*— плитчатые песчаники; *4*— алевролиты и аргиллиты с конкрециями сидерита; *5*— прослои угля; *6*— туфогенные породы. *I*— фации мелководья в зоне волнений и вблизи островов (неритовая область); *II*— фации мелководья в спокойной воде (неритовая область); *III*— фации переходной зоны (литоральная область); *IV*— фации береговой зоны (литоральная область); *V*— фации заболоченного побережья; *VI*— фации туфогенов.

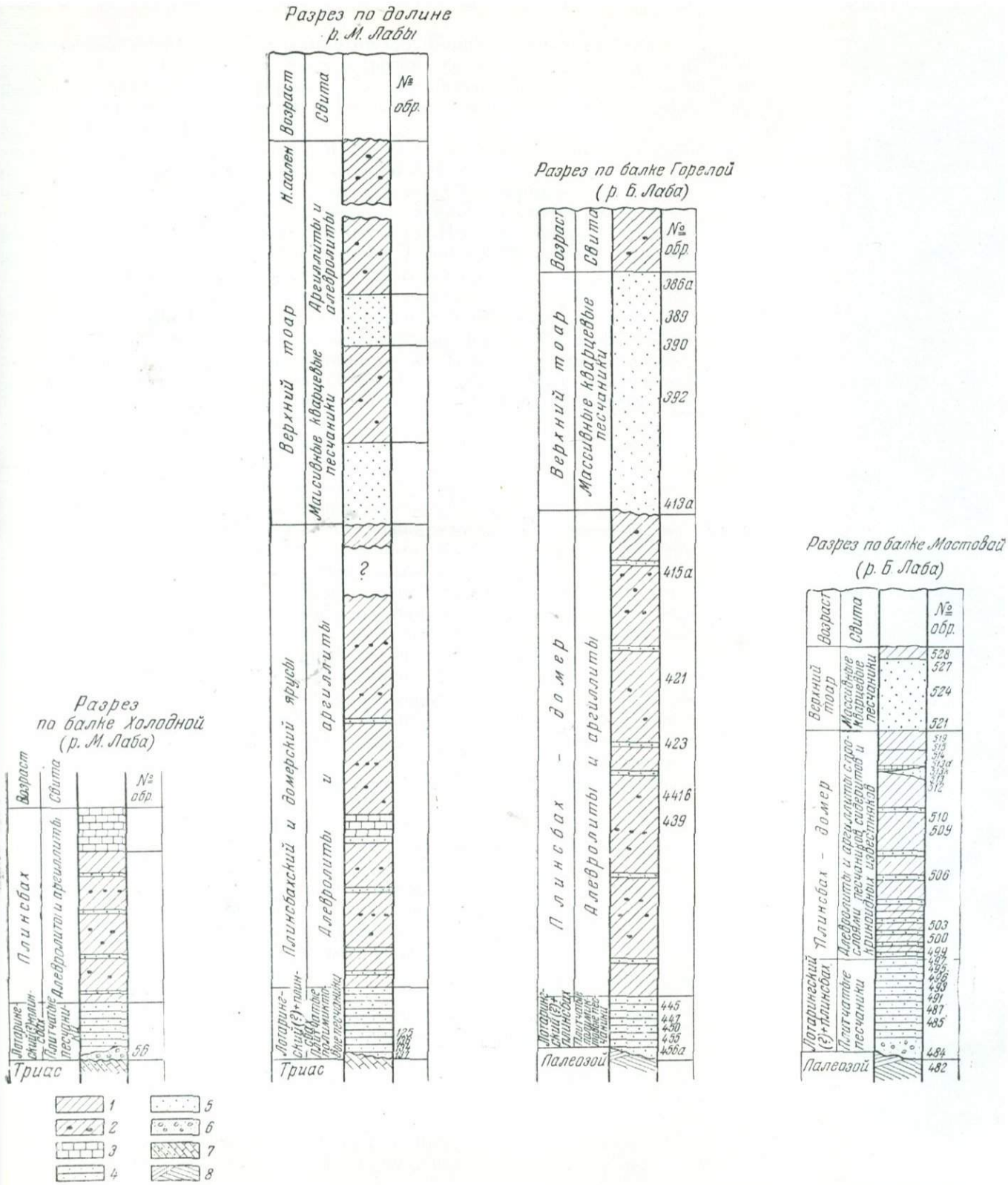

Рис. 2. Сводные разрезы нижнеюрских отложений для бассейнов рр. М. Лабы и Б. Лабы.

1 — алевролиты и аргиллиты; *2* — алевролиты и аргиллиты с сидеритом; *3* — известняки; *4* — плитчатые песчаники; *5* — массивные песчаники; *6* — конгломераты; *7* — различные породы триаса; *8* — различные породы палеозоя.

На правом склоне р. М. Лабы (против хут. Вериют) в верхних горизонтах свиты В. Н. Робинсоном была встречена фауна, которая содержит заведомо среднелейасовые формы — *Pseudomelania amalthei* Quenst. совместно с формами, характеризующими уже низы тоарского яруса,— *Mytiloides* (*Inoceramus*) *dubius* Sow.

Следовательно, возраст свиты в целом охватывает плинсбах, домер и начало нижнего тоара и обозначается J_1^{2pl+dm}.

Среднелейасовые отложения трансгрессивно перекрываются отложениями верхнего лейаса ($J_1^{3t_2}$). Последний начинается свитой массивных кварцевых песчаников, которые слагают горы Нахшир, Беден, хр. Ахызырт, водораздельные высоты между р. М. Лабой и р. Бугунжем и протягиваются в бассейн р. Белой, где образуют вершину хр. Дудугуш. На р. М. Лабе в средней части эти песчаники содержат пачку серых алевритовых аргиллитов. Фаунистических остатков в этой свите не найдено. Возраст свиты определяется всеми исследователями как верхнетоарский на основании трансгрессивного налегания ее на породы среднего лейаса, наличия, по данным И. И. Никшича (1915 г.), тоарской фауны в вышележащей свите пород и, наконец, находки фауны нижнего тоара в верхних частях подстилающей свиты.

Выше следует свита алевролитов и аргиллитов, содержащих конкреции сидеритов и прослои песчаников.

Возраст этих пород определяется на основании сопоставления их с породами аналогичной свиты соседних районов. В бассейне р. Белой, по данным И. И. Никшича (1915 г.), в этих отложениях найдены аммониты тоарского яруса — *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, *Harpoceras quadratum* Haug., *Leioceras subplanatum* Opp. и пелециподы — *Posidonia bronni* Vol. «Большинство из этих форм указывает на верхний тоар, но две последние формы характерны также и для нижнего» (Никшич, 1915). В бассейне р. Урупа Н. А. Ансберг (1950 г.) найдена в аналогичной свите фауна верхнего тоара, список которой приведен несколько ниже.

Верхняя граница свиты вышла за пределы района наших исследований в долинах рр. М. Лабы и Б. Лабы. По литературным данным, мощность свиты приблизительно 160 м (И. И. Никшич, 1915 г.). Выше следует близкая по литологическому составу свита с фауной нижнего аалена.

Стратиграфией нижнеюрских отложений бассейна р. Урупа занимались О. С. Вялов (1934 г.), Г. Е. Пилюченко (1946 г.), Н. А. Ансберг (1950 г.) и др.

Всеми исследователями здесь выделяются отложения среднего и верхнего лейаса; в вопросе же более дробного подразделения разреза единогласного мнения не существует.

Принятая нами стратиграфическая схема расчленения разреза основана на сопоставлении литолого-минералогической характеристики этого разреза с разрезами бассейнов рр. М. Лабы и Б. Лабы, а также использовании фаунистических данных литературных источников.

Разрез лейасовых отложений бассейна р. Урупа в литологическом отношении заметно отличается от соответствующих разрезов бассейнов рр. М. Лабы и Б. Лабы, что затрудняет их стратиграфическую увязку. Только в верховьях левого притока р. Урупа — по р. Власничихе обнажаются базальные слои нижней юры, имеющие много общих черт с нижнеюрскими базальными слоями, которыми начинается разрез по долинам рр. М. Лабы и Б. Лабы.

В разрезах лейаса, составленных по долине р. Урупа, выделяется 7 литологических свит. Нижняя часть разреза представлена свитой плитчатых полимиктовых песчаников, содержащих внизу прослои конгломератов

(рис. 3, свиты *1* и *2*). В нижних горизонтах этой свиты Г. Е. Пилюченко (1946 г.) была найдена фауна: *Beaniceras* cf. *costatum* Buckm., *Cirsostylus euomphalus* Quenst., *Trochus lateumbilicatus* d'Orb., *Spiriferina honeri* Ess., *Rhynchonella persinuata* Ran., *Zeilleria subdignia* Opp. Эта фауна, по мнению В. Ф. Пчелинцева и Г. Я. Крымгольца, указывает на принадлежность включающих ее слоев к плинсбаху (J_1^{2pl}).

Выше следует 3-я свита (J_1^{2pl+dm}). Это свита частого переслаивания мелкозернистых песчаников и алевролитов с редкими прослоями алевритовых аргиллитов. В верхних горизонтах этой свиты Г. Е. Пилюченко (1938 г.) найдена фауна белемнитов и аммонитов домерского яруса: *Holcoteuthis mullus* Phill. и *Tiltoniceras* aff. *costatum* Buckm.

Выше лежит свита полимиктовых массивных песчаников, лишенных фаунистических остатков. По возрасту мы условно относим эту свиту также к домерскому ярусу, так как ее перекрывают с размывом отложения верхнего тоара.

Верхний тоар ($J_1^{3t_2}$) представлен двумя литологическими свитами. Нижняя свита (5-я) состоит из кварцевых массивных песчаников (с линзами конгломератов), перемежающихся с глинистыми алевролитами.

Обращает на себя внимание то, что по минеральному составу песчаники этой свиты отличаются от песчаников среднелейасового возраста и имеют сходные черты с песчаниками свиты $J_1^{3t_2}$, описанными для района рр. М. Лабы и Б. Лабы. Это обстоятельство дает право отождествлять описываемую свиту по возрасту именно со свитой верхнего тоара. Верхняя свита (6-я) характеризуется преобладанием глинистых алевролитов (с линзами сидеритов) над маломощными прослоями мелкозернистых песчаников. В этой свите Н. А. Ансберг (1950 г.) была найдена фауна верхнего тоара: *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, *Grammoceras seemani* Dum., *Gr. toarsiense* d'Orb.

Путем постепенных неуловимых переходов свита верхнего тоара сменяется литологически сходной свитой (7-й) пород, содержащих уже фауну нижнего аалена (Н. А. Ансберг, 1950 г.).

Выше на размытой поверхности описанных пород залегают отложения верхнего аалена.

Разрез нижнеюрских отложений, составленный нами по долине р. Б. Зеленчука на отрезке от Букового участка на юге до хут. Нижняя Ермоловка (рис. 4) на севере, представлен в основном толщей песчаных пород, фаунистически совершенно не охарактеризованной. Эта фаунистическая немая толща трансгрессивно перекрывается свитой глинисто-алевритовых пород, содержащих фауну верхнего аалена.

Полное отсутствие в комплексе песчаных пород фауны не позволяет уверенно определить возраст этих отложений. По своему же литологическому облику они заметно отличаются от песчаных слоев тоарской серии, развитой в бассейне р. Урупа, и имеют общие черты с урупскими песчаниками среднего лейаса. Поэтому всю песчаную толщу района р. Б. Зеленчука мы относим к среднему лейасу. По литологическому составу эта толща может быть подразделена на три свиты.

На основании сравнения этих свит со свитами среднего лейаса, выделенными нами для бассейна р. Урупа, мы предположительно относим самую нижнюю свиту, представленную крупно- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками с прослоями конгломерата, к плинсбаху. Из вышележащих свит — свиту мелкозернистых полимиктовых песчаников, перемежающихся с алевролитами, и свиту песчанистых алевролитов, содержащих прослои песчаников,—связываем с плинсбах-домерским временем.

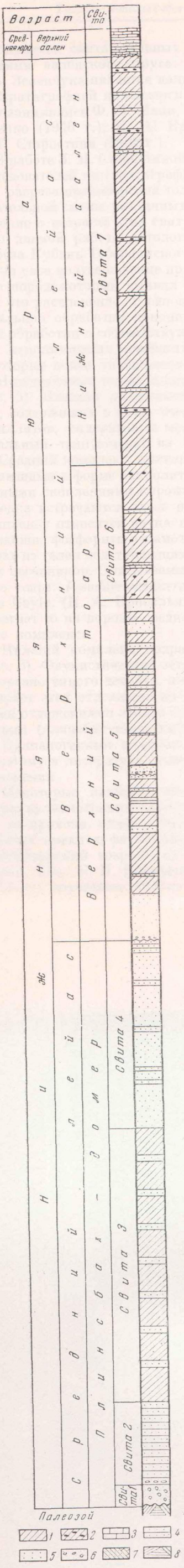

Рис. 3. Сводный разрез нижнеюрских отложений в бассейне р. Урупа.

1 — алевролиты и аргиллиты; *2* — алевролиты и аргиллиты с сидеритом; *3* — известняки; *4* — плитчатые песчаники; *5* — массивные песчаники; *6* — конгломераты; *7* — различные породы триаса; *8* — различные породы палеозоя.

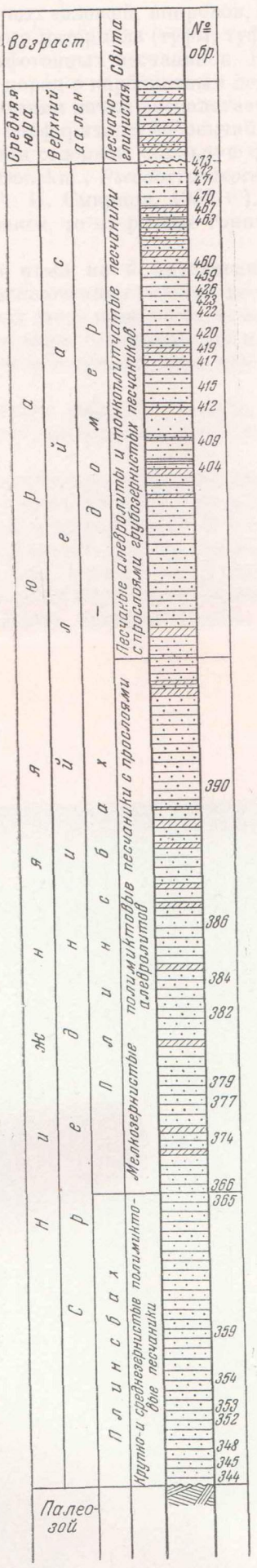

Рис. 4. Сводный разрез нижнеюрских отложений для района р. Б. Зеленчука.

1 — алевролиты и аргиллиты; *2* — плитчатые песчаники; *3* — различные породы палеозоя.

Описываемая свита песчаных пород трансгрессивно перекрывается отложениями ааленского яруса. Особенностью песчаной толщи бассейна р. Б. Зеленчука является наличие пластов угля мощностью до 3 м.

Стратиграфией нижнеюрских отложений в районе рр. Теберды и Кубани занимались Ф. Л. Мани, В. В. Мокринский и др. (1933 г.), Г. Е. Пилюченко (1946 г.), Н. А. Красильникова и А. И. Смирнов (1955 г.) и З. М. Старостина (1952 г.).

В работе З. М. Старостиной кратко изложены взгляды предшествующих исследователей на стратиграфическое положение и возраст отдельных частей разреза нижнеюрской толщи, дана составленная автором схема последовательной смены различных литологических свит и высказано предположение о возрасте этих свит.

В данной работе литологическая схема расчленения нижнеюрского разреза Кубань-Тебердинского района, предложенная З. М. Старостиной, нашла свое подтверждение при детальном литолого-минералогическом анализе пород, который выявил ряд признаков, обосновывающих и уточняющих это расчленение. В отношении же возраста отдельных свит после камеральной обработки накопившегося материала, сравнения результатов этой обработки с соответствующими данными по другим районам, а также при использовании новейших литературных сведений можно высказать некоторые новые соображения.

Нижнеюрская толща делится здесь на три трансгрессивных комплекса (рис. 5). Нижний представлен серией песчаных, реже алевритовых, пород, содержащих в свою очередь подчиненные прослои конгломератов, аргиллитов, сидеритов, а местами и углей. В основании располагается базальный конгломерат из галек пермских пород.

Средний комплекс сложен в основном вулканогенными породами, залегающими в форме лакколитов, пластовых залежей, покровов, и представленными скоплениями пирокластического материала (туфы, туфобрекчии); изредка встречаются здесь прослои туфогенных песчаников. К верхнему комплексу относится пачка песчаных пород с карбонатным цементом, содержащих фосфориты и шамозит. В основании пачки располагается конгломерат из галек подстилающих пород — порфирита, туфобрекчий и туфогенных песчаников. Описываемые песчаники содержат обильную фауну верхнего тоара: *Pseudogrammoceras milleri* Denckm., *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle. (Н. А. Красильникова и А. И. Смирнов, 1955 г.). Эта пачка налегает то на породы среднего комплекса, то на разные горизонты нижнего комплекса.

Нижний комплекс подразделяется нами на 6 литологических свит (рис. 5). Фаунистические остатки, за исключением редкого неопределимого органогенного детрита, в серии пород этого комплекса не встречаются. Возраст этих отложений на основании лишь сопоставления их с изученными отложениями лейаса соседних районов принят нами как среднелейасовый (плинсбах-домерский).

Вулканогенный комплекс также беден фаунистическими остатками, а поэтому в литературе существуют разногласия по вопросу о возрасте этих отложений.

Некоторые наиболее ранние исследователи относили нижнеюрскую серию вулканогенных пород Кавказа к нижнему и отчасти среднему лейасу, не приводя, однако, бесспорно руководящих форм. В более поздних работах имеются фаунистически обоснованные данные, указывающие на нижнетоарский возраст, по крайней мере, верхней части вулканогенной серии. Так, К. Н. Негадаев-Никонов (1948 г.), а затем Вадим Пермяков (1953 г.), изучавшие вулканогены Дигории, приводят списки нижнетоар-

ской фауны, собранной ими из этих пород: *Gervillia oblonga* Moor., *Mytiloides dubius* Sow., *Myt. gryphoides* Schloth., *Myt. cinctus* Goldf., *Myt. amygdaloides* Goldf., *Myt. quenstedti* Pčel., *Entolium demissum* Phill и др.

Если юрские вулканогены Дигории идентичны по возрасту кубано-тебердинским, то тогда верхнюю границу возраста последних можно с некоторой уверенностью перенести за пределы среднего лейаса и связать ее с нижнетоарским временем. Подтверждением этого мнения может служить кстати и то обстоятельство, что всюду, где развит этот комплекс вулканогенных пород, констатируется эрозионный контакт с нижележащей серией пород и устанавливается сильный размыв последней (рис. 5). Во всех же изученных нами других районах такого резкого трансгрессивного несогласия внутри отложений среднего лейаса (в пределах плинсбахского и домерского ярусов) не наблюдалось.

II. ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛЕЙАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Толща лейасовых отложений, развитая на изученной нами территории, представлена главным образом песчаниками разной степени зернистости, конгломератами, алевролитами и алевритовыми аргиллитами. Карбонатные породы присутствуют обычно в форме маломощных прослоев и мелких конкреционных образований; исключение составляют редкие слои песчанистых органогенных известняков, которые имеют весьма ограниченное распространение. К некоторым стратиграфическим горизонтам приурочены фосфатные образования, железистые породы оолитового сложения и прослои каменных углей. Весьма локальным распространением пользуется стратиграфически определенный горизонт, представленный вулканогенными (изверженными и пирокластическими) породами.

При сравнении между собой сводных стратиграфических разрезов, составленных нами для бассейнов рр. М. Лабы, Б. Лабы, Урупа, Б. Зеленчука, Теберды и Кубани (рис. 1), можно уловить в них общие черты сходства и ряд существенных различий. Различия оказываются двоякого рода: одни из них заключаются в изменениях мощностей и фациальных особенностей одновозрастных горизонтов, другие связаны с изменениями диапазона стратиграфических горизонтов, составляющих тот или иной разрез, который варьирует в силу наличия трансгрессивных несогласий между отдельными свитами внутри всей толщи лейаса.

На прилагаемой схеме сопоставления этих разрезов отчетливо проявляется закономерное изменение литологического состава разрезов среднего лейаса с юго-востока на северо-запад, которое, очевидно, явилось следствием соответствующего распределения в бассейне различных фаций в процессе накопления осадков. Разрезы среднего лейаса (в районах рр. Теберды и Б. Зеленчука) представлены в основном песчаниками, часто грубозернистыми; западнее, в бассейне р. Урупа, песчаные отложения начинают перемежаться с алевритовыми, а в самых западных разрезах (в бассейнах рр. М. Лабы и Б. Лабы) главную роль в строении толщи играют алевролиты и даже сильно глинистые алевролиты; здесь же появляются слои органогенных известняков. К сожалению, такой четкой закономерности в смене литологических типов пород по разрезам верхнего лейаса уловить не удается.

Ниже приводим последовательно для всех изученных районов детальную литологическую характеристику сводных разрезов среднего и верхнего лейаса.

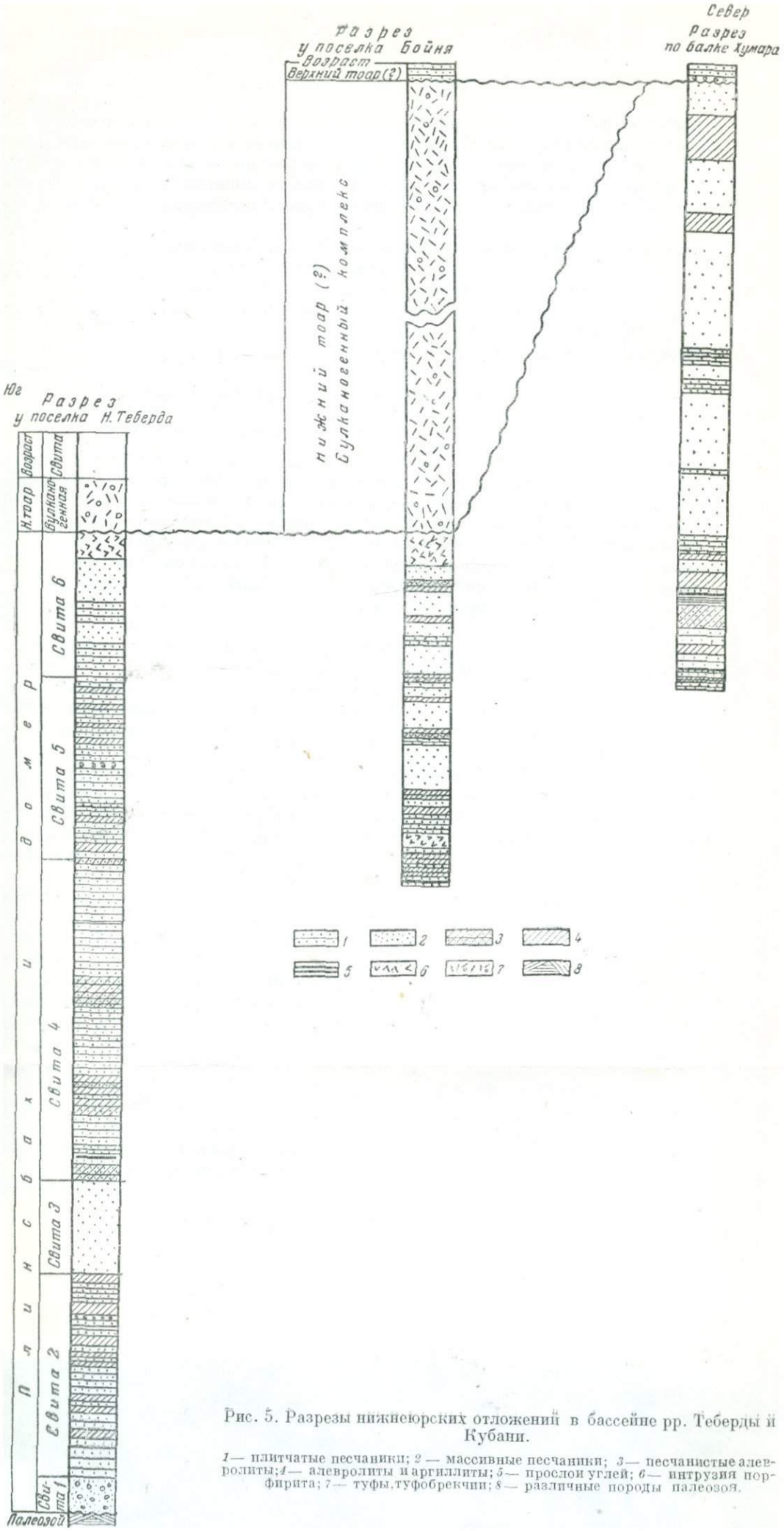

Рис. 5. Разрезы нижнеюрских отложений в бассейне рр. Теберды и Кубани.

1 — плитчатые песчаники; *2* — массивные песчаники; *3* — песчанистые алевролиты; *4* — алевролиты и аргиллиты; *5* — прослои углей; *6* — интрузия порфирита; *7* — туфы, туфобрекчии; *8* — различные породы палеозоя.

Бассейн р. М. Лабы

В бассейне р. М. Лабы нижнеюрские отложения с трансгрессивным и угловым несогласием перекрывают отложения триаса. Последние представлены массивными и тонкослоистыми перекристаллизованными известняками, грубыми гравийно-галечными полимиктовыми известковистыми песчаниками и разнозернистыми полимиктовыми песчаниками с хлоритовым цементом.

Разрез лейасовых отложений подразделяется здесь по литологическим признакам на следующие четыре свиты (снизу вверх; рис. 2).

1. Свита плитчатых полимиктовых песчаников $J_1^{1lot(?)+pl}$.
2. Свита алевролитов и алевритовых аргиллитов с подчиненными прослоями песчаников, сидеритов и органогенных известняков J^{2pl+dm}.
3. Свита массивных кварцевых песчаников с подчиненной пачкой алевритовых аргиллитов $J_1^{3t_1}$.
4. Свита алевритовых аргиллитов с прослоями сидеритов $J_1^{3t_2+aal_1}$.

1. Свита плитчатых полимиктовых песчаников

Нижняя свита, с которой обычно начинается нижнеюрский разрез, характеризуется частой и быстрой фациальной изменчивостью. Эта свита представлена то грубыми конгломератами и глыбами подстилающих пород, то разнозернистыми песчаниками с включениями галечного материала, то ракушечниковым детритусом, перемешанным с песчаным материалом, то, наконец, железисто-оолитовыми породами. Мощности базальных слоев не превышают 2—2,5 м. Выше обычно идет довольно однообразная пачка песчаников мощностью 25—28 м, которая составляет основную часть выделенной свиты.

Непосредственный контакт пород нижней свиты с подстилающими породами наблюдался нами в ряде пунктов. Прекрасное обнажение базального нижнеюрского конгломерата можно видеть на правом склоне балки Холодной вблизи выхода ее в долину р. М. Лабы (рис. 6). Здесь на известняках триаса, залегающих с падением на ЗСЗ 270—280° ∠12—15°, лежит слой грубого конгломерата мощностью около 2,2 м, который вверху резко переходит в пачку (15 м) мелкозернистых песчаников. Слой конгломерата быстро выклинивается к западу и северу. В первом случае он замещается песчаниками с прослоями ракушечника, во втором (ступень водопада по балке Холодной) — песчаниками с примесью галечного материала.

Конгломерат имеет брекчиевидный характер вследствие обилия почти неокатанных глыб известняков и состоит из разнообразных по величине терригенных обломков. Имеются крупные валуны и глыбы (диаметром до 0,7—1 м), всевозможные по размерам гальки, песчаные и алевритовые частицы.

По минеральному составу конгломерат обладает полимиктовым характером: присутствуют обломки известняков, серых грубозернистых *известковистых песчаников, валуны, гальки и песчаные зерна из обломков* гранитов, змеевиков, жильного кварца, агрегатов хлорита, полевых шпатов.

Цемент в конгломерате в основном относится к мелкозернистому кальциту; местами к нему добавляется тонкочешуйчатый глинистый материал. Участками же кластические зерна сцементированы водными окислами железа, которые образуют вокруг них тонкую бурую оболочку.

В конгломерате присутствуют обломки раковин брахиопод, реже мелких перекристаллизованных фораминифер.

Над базальным конгломератом идут мелкозернистые песчаники, составляющие по мощности большую часть описываемой свиты; их характеристика будет дана ниже.

Базальные слои, представленные песчаниками с примесью галечного материала, выходят на дневную поверхность в целом ряде обнажений. На южном склоне водораздела между балками Никитиной и Соленой (правые притоки р. М. Лабы) тянется обнажение сильно дислоцированных триасовых

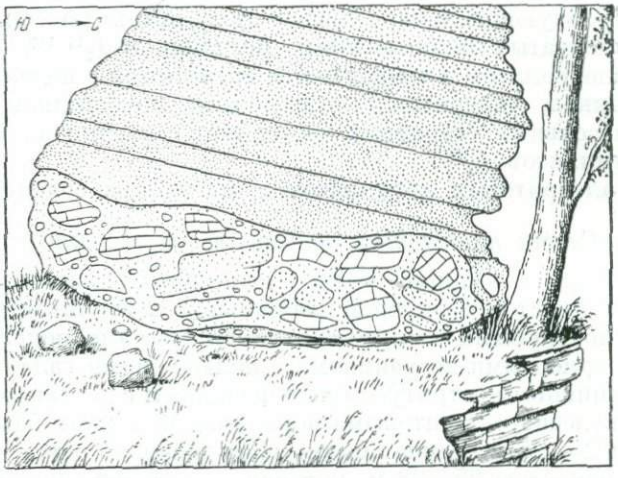

Рис. 6. Базальный конгломерат нижней юры на контакте с известняками среднего триаса. Обнажение на правом склоне балки Холодной вблизи ее устья. Мощность конгломерата — 2,2 м.

известняков. На их размытой поверхности лежат зеленовато-серые известковистые песчаники нижней юры (рис. 7). В 200 м выше хут. Верют р. М. Лаба делает крутую излучину и подмывает левый берег, сложенный пачкой дислоцированных известняков триаса, на которой трансгрессивно лежит двухметровый базальный слой юрских песчаников с мелкой галькой и линзовидными тонкими прослоями, обогащенными галечным материалом. Прослои быстро выклиниваются, в раздувах они достигают 0,25—0,30 м; границы между ними и вмещающим их песчаником не резкие.

Песчаник темносерый с зеленоватым оттенком, плотный, прочно сцементирован.

Кластический материал плохо отсортирован по величине; наряду с доминирующими зернами размером от 0,15 до 0,30 мм имеются более крупные песчинки и мелкие гальки (1,5—2,5 см). Обломки принадлежат кварцу, полевым шпатам, кремнистым микроагрегатам, агрегатам чешуйчатого хлорита, обломкам серпентинита, пластинкам слюд и рудным зернам.

В породе встречаются ооиды полуокисленного шамозита.

Кластические зерна или угловатые, или слегка окатаны. Зерна кварца прозрачны; некоторые из них проявляют слабое волнистое погасание. Полевые шпаты свежие, с тонкой двойниковой штриховкой, относятся к ряду олигоклаза.

Хлорит в проходящем свете бледнозеленый; при скрещенных николях агрегаты его обнаруживают пластинчатое и спутанно-волок-

нистое строение, проявляя аномальную буровато-зеленую интерференционную окраску. Пластинки слюд обычно бесцветны, относятся к мусковиту (часто гидратизированному), но встречаются зеленые пластинки хлоритизированного биотита и флогопита. Рудные зерна неправильной формы, по своему размеру несколько меньше прозрачных обломков. Различаются буро-красные зерна гематита, а также зерна магнетита и пирита. Распре-

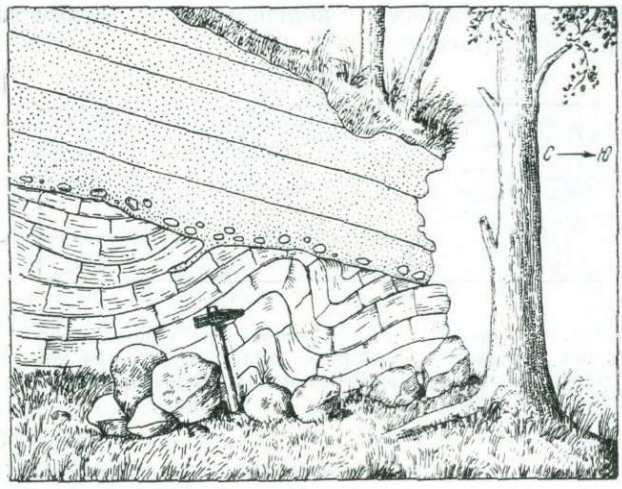

Рис. 7. Контакт песчаников нижней юры с известняками среднего триаса. Известняки смяты в мелкие складки. В подошве песчаников — галька известняка. Обнажение на южном склоне водораздела между балками Никитиной и Соленой (правый склон р. М. Лабы).

деляются они в породе неравномерно, иногда сильно обогащая отдельные участки.

Железистые ооиды имеют в большинстве случаев овальные, эллипсовидные формы. Размеры их близки к средним размерам кластических зерен, т. е. находятся в пределах 0,15—0,20 мм. Они обладают концентрически зональным строением. Ядра ооидов представлены или рудным непрозрачным веществом, или песчаными частицами. Зональные оболочки вокруг ядра состоят из чередования зеленого шамозита и буро-черных водных окислов железа. При скрещенных николях ооиды проявляют радиально-лучистое строение.

Цемент в песчаниках в основном карбонатный, обычно пойкилитового типа: в крупные лапчатые зерна кальцита как бы вкраплены разобщенные кластические зерна.

Встречаются участки с базальным типом цемента, где карбонаты представлены тонкозернистым агрегатом.

В песчаниках присутствуют обломки раковин крупных пелеципод, брахиопод, члеников криноидей.

Базальные слои, представленные ракушечным детритусом, перемешанным с песчаным материалом, выходят на дневную поверхность на восточных отрогах горы Хацавитая, на левом склоне р. М. Лабы в выемке дороги, приблизительно в 100 м ниже балки Холодной, на левом склоне балки Холодной в циркообразном ее расширении (несколько выше моста) и в

других местах. В балке Холодной на размытую поверхность песчаников среднего триаса (горизонты более низкие, чем горизонты известняков) налегает слой известковистых песчаников, косослоистых (рис. 8), грубозернистых, зеленовато-серых, с обилием битых раковин брахиопод и пелеципод. На расстоянии 3,5—5 м от основания в песчаниках наблюдаются прослои железистых оолидов. Выше по балке, в обнажении по руслу, на расстоянии 7,7 м от подошвы, в песчанике отмечается пачка (до 2,5 м) с прослоями мелкогалечного конгломерата с фосфатом в цементе и фосфоритовыми конкрециями.

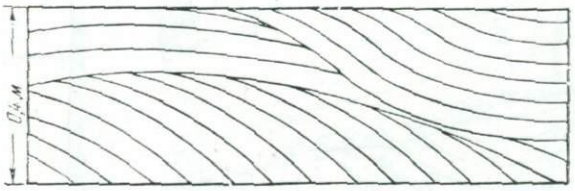

Рис. 8. Характер косой слоистости в известковистых песчаниках, изобилующих ракушечным детритом, которыми начинаются нижнеюрские отложения в бассейне р. М. Лабы.

Литологический характер песчаников, включающих детритусовые прослои, близок к характеру вышеописанных песчаников. Отличительной особенностью данного типа служит лишь присутствие линзовидных прослоев битой ракуши.

Эти прослои в раздувах не превышают 0,4 м и быстро выклиниваются. В свежем виде порода представляет собой скопление обломков раковин брахиопод, пелеципод, редко гастропод, прочно сцементированных карбонатом кальция. В последнем включены песчаные частицы, отвечающие по составу кластическому материалу окружающей массы песчаника. На выветрелых поверхностях ракушечник становится пористым, ноздреватым, приобретает бурую окраску вследствие замещения кальцита водными окислами железа.

Внутри некоторых обломков известковых раковин можно наблюдать новообразования — прекрасно ограненные кристаллы кварца (гексагональные призмы с пирамидально-заостренными концами). Кристаллы включают тончайшую карбонатную пыль, которая свидетельствует о росте кварца в карбонатной среде.

Над вышеописанными разнообразными по характеру базальными слоями лежат мелко- и среднезернистые зеленовато-серые плотные песчаники, составляющие большую часть описываемой свиты. Почти непрерывный разрез этих песчаников можно наблюдать по руслу балки Холодной и по левому склону р. М. Лабы (от устья указанной балки и до хут. Вериют).

Средний размер кластических зерен песчаников, как правило, уменьшается кверху; одновременно падает и примесь галечного материала. Однако эта общая закономерность изредка нарушается, и среди слоев песчаников появляются маломощные быстро выклинивающиеся прослои мелкогалечного конгломерата и тонкие прослои песчанистого известняка.

По минеральному составу кластического материала песчаники основной части свиты не отличаются от песчаных пород базальных слоев. Здесь

присутствуют зерна кварца, кислого плагиоклаза (ряда альбит — олигоклаз), микроклина (редко), обломки кремнистых микроагрегатов, пластинки бесцветных и зеленых слюд, агрегаты пластинчатого хлорита, зерна магнетита, пикотита и ряд других тяжелых минералов.

Одной из особенностей этих пород является высокое содержание в них обломочных зерен магнетита и хромовой шпинели, количество которых часто составляет около 10% от всего состава песчаного материала, причем размеры этих зерен, в соответствии с их более тяжелым удельным весом, всегда меньше размеров остальных кластических зерен (рис. 9). Зерна магнетита и пикотита распределяются в породах неравномерно, придавая им тонкую, неправильную и косую микрослоистую текстуру (рис. 10).

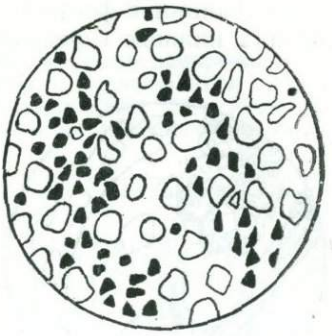

Рис. 9. Песчаник, обогащенный обломочными рудными зернами. Шлиф. Проходящий свет. × 80.

В состав цемента песчаников входят главным образом кальцит и хлорит; местами наблюдаются выделения фосфатного вещества (Н. В. Ренгартен и З. М. Старостина, 1947г.).

В нижних горизонтах, непосредственно налегающих на базальные слои, цемент принадлежит почти исключительно карбонату кальция. Структура его то типично пойкилитовая, то базального типа (в последнем случае карбонат мелкозернистый). Мощность горизонта известковистых песчаников колеблется в пределах 2—5 м.

Рис. 10. Характер косой слоистости, вызванный распределением тяжелых минералов в песчаниках.

Выше следуют песчаники со смешанным известково-хлоритовым цементом. Здесь карбонат часто выделяется только в виде отдельных мелких пятен среди тонкочешуйчатой зеленой хлоритовой массы. Мощность песчаников этого горизонта доходит до 3 м.

Еще выше идут песчаники с хлоритовым цементом, обычно базального типа, реже типа выполнения пор. Мощность этих песчаников колеблется от 6 до 13 м.

Самые верхние горизонты песчаников опять приобретают карбонатный цемент, однако карбонат здесь несингенетичен с осадком, а замещает первичный хлоритовый цемент; обрывки последнего иногда остаются вокруг обломков.

Аутигенные выделения фосфатного вещества образуют конкреционные стяжения или неправильной формы пятна в цементирующей массе пород, а также пропитывают отдельные фаунистические остатки (рис. 11).

Конкреционные стяжения имеют форму линз и караваев диаметром 0,2—0,3 м. Основная масса представлена в них коричнево-зеленым изотропным фосфатным веществом с пятнами мелкозернистого карбоната, кластическими зернами, обломками раковин и обрывками растительных тканей. Фосфат пропитывает обломки раковин, выполняя все полости в них.

Интересно отметить, что растительные остатки, заключенные в фосфатную массу, отличаются хорошей сохранностью. Они представляют собой не затронутые гелификацией обрывки тканей с отчетливым клеточным строением, с ясно дифференцированным лигнино-целлюлозным веществом. В некоторых обрывках древесины заметны следы годичных колец, проводящие каналы, смоляные тельца и пр. Все полости тканей выполнены

кальцитом и агрегатом шарообразных зернышек пирита. Встречаются также и сильно пиритизированные растительные остатки, в которых пирит не только выполняет полости клеток ткани, но и замещает вещество самой ткани.

Кроме обособленных конкреционных стяжений, фосфатное вещество выделяется и в виде бесформенных участков в карбонатном цементе песчаников. Здесь количество P_2O_5 в цементе доходит до 15,05%.

Песчаники с фосфатно-известковым цементом встречены нами в обнажениях нижних горизонтов нижней свиты на левом склоне р. М. Лабы, между балкой Холодной и хут. Вериют, а также в русле балки Холодной над водопадом в верхних горизонтах той же свиты. Слой известково-фосфатной породы с примесью песчаного материала и обилием обломков пластинок иглокожих встречен нами на плоскогорье М. Бамбака в русле неглубокой безымянной балки (основной приток р. Бугунж), которая сечет плоскогорье с юга на север. Здесь фосфатный слой имеет мощность 0,25 м.

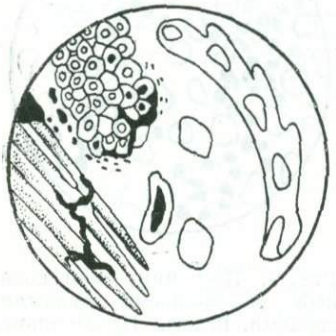

Рис. 11. Конкреция фосфорита, включающая обломки фауны (справа) и обрывки растительной ткани; последняя частично пиритизирована. Шлиф. Проходящий свет. × 80.

В свите описываемых песчаников наблюдаются караваеобразные конкреционные стяжения диаметром до 0,3—0,4 м; они состоят из того же кластического материала, но сцементированного карбонатом кальция в прочный агрегат пойкилитовой структуры.

В тех случаях, когда конкреции включены в песчаники с известковистым цементом, последний обычно бывает тонкозернистым. Такого рода цемент, видимо, является менее прочным, и поэтому в обнажениях конкреции рельефно выступают среди массы песчаников. Интересно отметить, что слоистость вмещающих песчаников продолжается и в конкрециях (рис. 12), что доказывает эпигенетичность конкреций, т. е. образование их в уже существующем осадке. Обычно в конкрециях сосредоточены обломки раковин и углистые частицы.

Из пород описанной свиты были сделаны механические анализы; из фракции 0,25—0,01 мм с помощью бромоформа выделены так называемые тяжелые минералы. Их состав и количественное соотношение иллюстрирует рис. 13.

Из диаграммы (рис.13) видно, что, несмотря на разнообразие минерального и литологического состава пород нижней свиты, в них всегда присутствуют мусковит, хромовая шпинель; количество шпинели иногда доходит до 35%. Не всегда, и притом в переменном количестве, встречаются турмалин, гранат, рутил, брукит, анатаз и др.

Несколько своеобразный характер имеет разрез описываемой свиты в районе горы М. Бамбак. Именно здесь В. Н. Робинсоном были встречены гастроподы лотарингского яруса.

Коренные породы обнажаются вдоль южной границы плоскогорья М. Бамбака в виде непрерывного мощного карниза и на северном склоне плоскогорья в руслах балок, составляющих истоки р. Бугунжа. В центральной части плато встречаются отдельные мелкие неясные выходы и высыпки этих пород, приуроченные обычно к дождевым промоинам.

Южный обрывистый склон сложен известняками триаса; очень редко в глубоких карманах древнего субстрата сохраняются мелкие обрывки юрских отложений. На северном склоне вскрыта эрозией мощная толща

триасовых пород и трансгрессивно перекрывающая их толща нижнеюрских осадков.

Триасовый комплекс пород (полимиктовые песчаники и перекристаллизованные известняки) после сложных дислокаций был подвергнут значительному размыву. В области современных верховьев р. Бугунжа древний эрозионный срез прошел глубоко: была уничтожена мощная толща известняков и часть подстилающих ее песчаных отложений. Южнее (центральная и южная части плато) эрозия уничтожила лишь часть известняка. Таким образом, денудация создала расчлененный рельеф, который был перекрыт осадками нижнеюрского моря.

Разрез базальных слоев нижней юры горы М. Бамбак представляется в следующем виде (снизу вверх).

1. Мелкогалечный конгломерат с обломками раковин, железистыми ооидами и известковистым цементом (мощность 0,3 м). Терригенный материал состоит из окатанных галек (размером до 2—3 см) кварца, кремнисто-серицитовых пород и кварцитовидных песчаников, а также мелких песчаных и алевритовых частиц кварца. В большом количестве присутствуют обломки раковин крупных пелеципод, гастропод, створки остракод и остатки иглокожих.

Цементом служит разнозернистый сильно перекристаллизованный кальцит. В породе встречаются отдельные ооиды частично окисленного шамозита. Кроме того, вокруг некоторых обломков организмов и кластических зерен наблюдается оболочка водных окислов железа. Последняя имеет концентрически зональное строение; кое-где в общей массе бурых водных окислов железа сохраняются тонкие концентры зеленого шамозита. Очевидно, первоначально оболочка была шамозитовой и лишь в дальнейшем подверглась окислению.

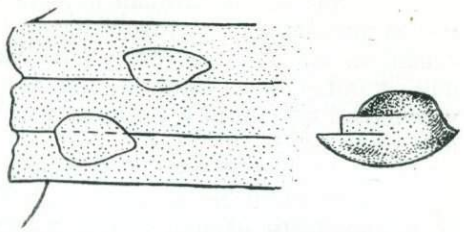

Рис. 12. Караваеобразные конкреции в песчаниках. Слоистость песчаников продолжается и в конкрециях. Обнажение на левом склоне балки Холодной близ моста.

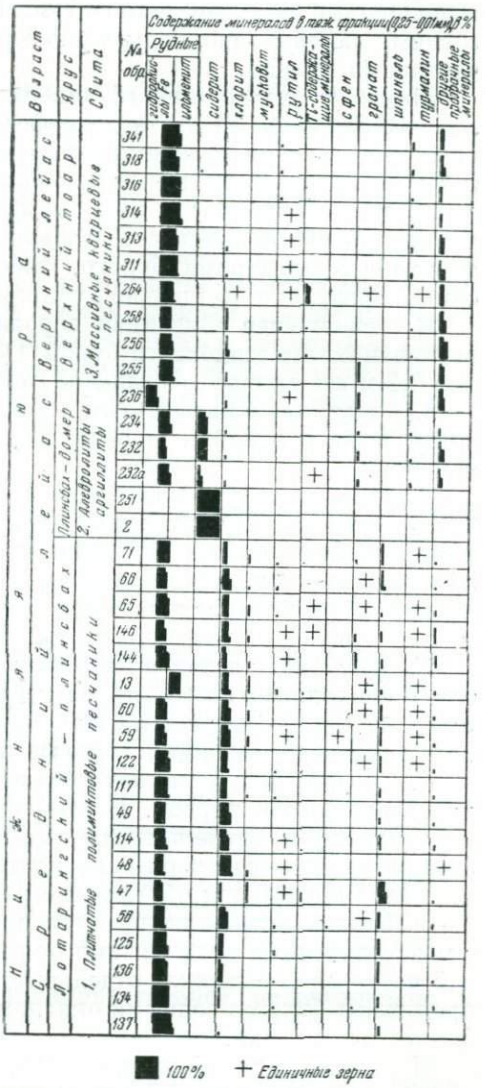

Рис. 13. Диаграмма минерального состава тяжелых фракций из пород нижнеюрских отложений района р. М. Лабы.

2. Оолито-шамозитовая порода с органогенными обломками и примесью песчано-алевритового материала. В разнозернистую перекристаллизованную массу известняка погружены обломки пластинок ежей, члеников криноидей, осколки раковин брахиопод, пелеципод и гастропод, угловатые песчинки и алевритовые частицы кварца и оолитовые образования шамозита.

Остатки иглокожих обладают микросетчатой структурой. Некоторые пластинки ежей проявляют как бы пятнистое строение, обусловленное беспорядочным распределением участков с различными размерами ячеек в сетчатой структуре. Остатки иглокожих импрегнированы зеленой массой шамозита, причем вокруг них нередко развиваются и концентрически зональные оболочки шамозита. Обломки раковин брахиопод при скрещенных николях проявляют волнистое строение и содержат мелкие поры, выполненные зеленым шамозитом. Раковины гастропод перекристаллизованы, камеры заполнены тонкозернистым карбонатом и алевритовыми частицами кварца.

Шамозит бледнозеленого цвета проявляет тусклые, слабые, бурозеленые аномальные цвета интерференции. Он развивается вокруг органических остатков, песчаных и алевритовых частиц, вокруг отдельных участков цементирующей массы карбоната (консервируя ее первичную тонкозернистую структуру) и дает изометричные, концентрически зональные, хорошо развитые ооиды с чередованием концентров свежего зеленого шамозита с концентрами бурого, окисленного. При скрещенных николях ооиды проявляют радиально-лучистое строение.

В свежем виде описанная порода имеет темнозеленый цвет. При выветривании она становится бурой. Общая мощность слоя равна 1 м, верхние 0,2 м его сильно обогащены галечным материалом.

3. Алевролит с железистым хлоритом (мощность 0,2 м). Темнозеленая, почти черная плотная порода местами содержит много мелких осколков раковин.

Средние размеры кластического материала находятся в пределах 0,05 — 0,10 мм. Присутствуют единичные более крупные песчаные зерна. Алевритовые частицы принадлежат кварцу, пластинкам бесцветных и зеленых слюд, рудным минералам и очень редко кислым плагиоклазам. Между обломками располагается яркозеленая масса железистого хлорита и мелкие зернышки карбоната (диаметром 0,05 мм).

Хлорит представлен в виде мелких пластинок и пластинчатых агрегатов. В проходящем свете—яркозеленый, слабо плеохроирует. При скрещенных николях либо остается изотропным, либо проявляет тусклые бурозеленого цвета интерференции, которые перебиваются цветом самого минерала.

4. Алевритовые аргиллиты (мощность около 5 м). Темносерая плотная рассланцованная порода. В основную пелитоморфную глинистую массу погружены угловатые частицы кварца, пластинки зеленого хлорита и бесцветных слюд, редко зернышки плагиоклазов. Имеются мелкие выделения пирита. Встречаются обугленные растительные остатки.

5 Мелкооолитовая железистая порода (мощность 1,2 м). Граница слоя с подстилающими аргиллитами не резкая. Алевритовые аргиллиты в верхней части слоя содержат отдельные ооиды из гидроокислов железа, густо пропитаны бурыми водными окислами железа и содержат мелкие секреции бурого железняка.

Порода имеет в обнажениях темнобурый цвет и состоит из железистых ооидов диаметром до 0,5 мм, погруженных в пелитоморфную, бурую от водных окислов железа массу глинистого вещества. Имеется непостоянная примесь песчаных частиц и много обломков фауны.

6. Известковистый алевролит с фосфатными выделениями (мощность 0,3 м). В верхней части слоя мелкооолитовой породы появляются линзовидные образования диаметром 0,4 м, обогащенные фосфатом и карбонатом кальция. Здесь в тонкозернистую массу карбоната, пропитанную бледнозеленым фосфатным веществом, погружены ооиды водных окислов железа, обломки раковин различных организмов, песчаные и алевритовые частицы. Местами эти линзовидные образования замещаются сплошным слоем мощностью до 0,25 м, состоящим из карбоната, фосфата, обломков фауны (преимущественно иглокожих) и небольшой примеси песчаного материала.

Таким образом, общая мощность пород, параллелизуемых нами с нижней свитой песчаников р. М. Лабы, составляет здесь 9,8—10 м. Выше согласно налегают рассланцованные алевритовые аргиллиты, которые относятся уже к следующей свите.

2. Свита алевролитов и алевритовых аргиллитов с подчиненными прослоями песчаников, сидеритов и органогенных известняков

Описанная свита песчаников сменяется кверху свитой аргиллитов и алевролитов, которая наиболее полно вскрывается в верховьях балки Холодной и в балках, впадающих в р. М. Лабу с левой стороны ниже хут. Вериют (Батарейная, Сторублевая), и по р. Бурной. Представлена она темносерыми, во влажном состоянии почти черными аргиллитами и глинистыми алевролитами, содержащими многочисленные тонкие (5—7 см) прослои зеленовато-серых плитчатых мелкозернистых песчаников (часто с растительными отпечатками или углистой крошкой на плоскостях наслоения). Эти прослои песчаников проходят через всю свиту, располагаясь друг от друга на расстоянии от 0,3 до 1 м и больше. Кроме того, в этой свите встречаются конкреции сидерита (обычно разбросанные в беспорядке, реже располагающиеся прослоями).

Характерным для описываемой свиты является наличие в ней прослоев известняков, переходящих местами в сильно известковистые, богатые обломками фауны песчаники.

Свита алеврито-пелитовых пород подразделяется на три подсвиты (снизу вверх).

П о д с в и т а А. Породы этой подсвиты связаны непрерывным переходом с подстилающими их породами песчаниковой свиты. Переход совершается путем постепенного уменьшения снизу вверх количества песчаных частиц наряду с увеличением алеврито-пелитового материала.

Подсвита обычно обнажается в мелких разрозненных выходах, что затрудняет увязку их между собой; лишь в верховьях р. Бугунжа подсвита вскрыта почти полностью.

Внижней подсвите преобладающей составной частью являются глинисто-алевритовые породы, темносерые, иногда почти черные, тонкослоистые, при ударе легко раскалывающиеся по слоистости на мелкие листоватые остроугольные кусочки.

Количественные соотношения и пространственное распределение в породах алевритовых частиц и глинистого материала не подчиняются никаким закономерностям.

Определенные соотношения между этими двумя основными компонентами то выдерживаются постоянными в пределах одного слоя, то меняются по простиранию его, то даже не сохраняются в пределах одного шлифа. В последнем случае наблюдается двоякого рода картина:

а) на фоне тонко измельченной глинистой массы беспорядочно рассеяны отдельные алевритовые частицы; тут же имеются неправильные участки, настолько обогащенные алевритовым материалом, что алевритовые частицы почти вплотную соприкасаются друг с другом.

б) в массе алевролита имеются участки, почти нацело состоящие из глинистого материала.

Тонкослоистый характер пород обусловлен ориентировкой в параллельных плоскостях пластинчатых и чешуйчатых минералов.

Если структурные особенности глинисто-алевритовых пород непрерывно меняются, то минеральный состав их, наоборот, отличается постоянством. Среди алевритового материала присутствуют частички кварца, кремнистых микроагрегатов, кислых плагиоклазов, микроклина, хлорита, слюд (бесцветных, реже зеленоватых). Из акцессорных минералов встречаются турмалин, эпидот, рутил и др. Глинистая масса в основном состоит из хорошо раскристаллизованных чешуек гидрослюдистого материала. Чешуйки в большинстве случаев расположены в параллельных плоскостях и одинаково оптически ориентированы; они имеют высокое двупреломление, поляризуют в желтых и оранжевых тонах и проявляют прямое и волнистое угасание. В породах всегда присутствуют хлопьевидные выделения гумусового вещества и мелкие частицы несколько окисленного растительного детрита. Местами встречаются сгустки тонкозернистого сидерита.

Часто отдельные участки породы сильно обогащены аутигенными образованиями пирита. Последний развивается в виде неправильных агрегатов, шарообразных стяжений и мелких кристалликов кубической формы. На выветрелых поверхностях вокруг выделений пирита можно видеть бурые натеки водных окислов железа.

Для уточнения минерального состава глинистого материала была выделена после предварительного электродиализа фракция $<0{,}001$ мм и передана на химический, рентгенографический и термический анализы.

Данные этих анализов подтвердили гидрослюдистый характер глинистого вещества. Химический состав последнего (в процентах) приведен в табл. 1.

Таблица 1

№ обр.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	CaO	MgO	S	Na_2O	K_2O	$-H_2O$	$+H_2O$	C	Сумма
81	51,68	26,74	1,45	1,24	0,60	0,46	1,68	0,12	1,19	4,93	3,38	5,58	1,65	100,41
249	52,08	26,31	1,98	1,29	0,60	0,32	1,62	0,12	0,63	4,23	3,36	5,97	1,66	100,17
233с	49,94	27,53	1,72	1,07	0,70	0,18	1,80	0,11	0,36	3,31	3,86	6,24	2,82	99,64

Из табл. 1 видно, что для всех изученных образцов характерно постоянство химического состава: высокое содержание K_2O, колеблющееся от 4,93 до 3,31%; высокое содержание Al_2O_3 — 26,31—27,53%; низкое содержание железа, не превышающее 1,98%, и очень характерное для гидрослюдистых минералов низкое содержание гигроскопической воды, максимальное количество которой равно 3,8%.

Рентгенограммы фракции $<0{,}001$ мм показали также идентичность глинистого материала в различных образцах. Все рентгенограммы харак-

теризуются присутствием линий, типичных для гидрослюд. На кривых нагревания (рис. 14) фиксируется эндотермическая остановка при температуре 110—115°, далее — довольно постепенный экзотермический подъем около 360°, обусловленный присутствием органики и пирита, и слабо выраженная эндотермическая остановка при температуре около 500—535°.

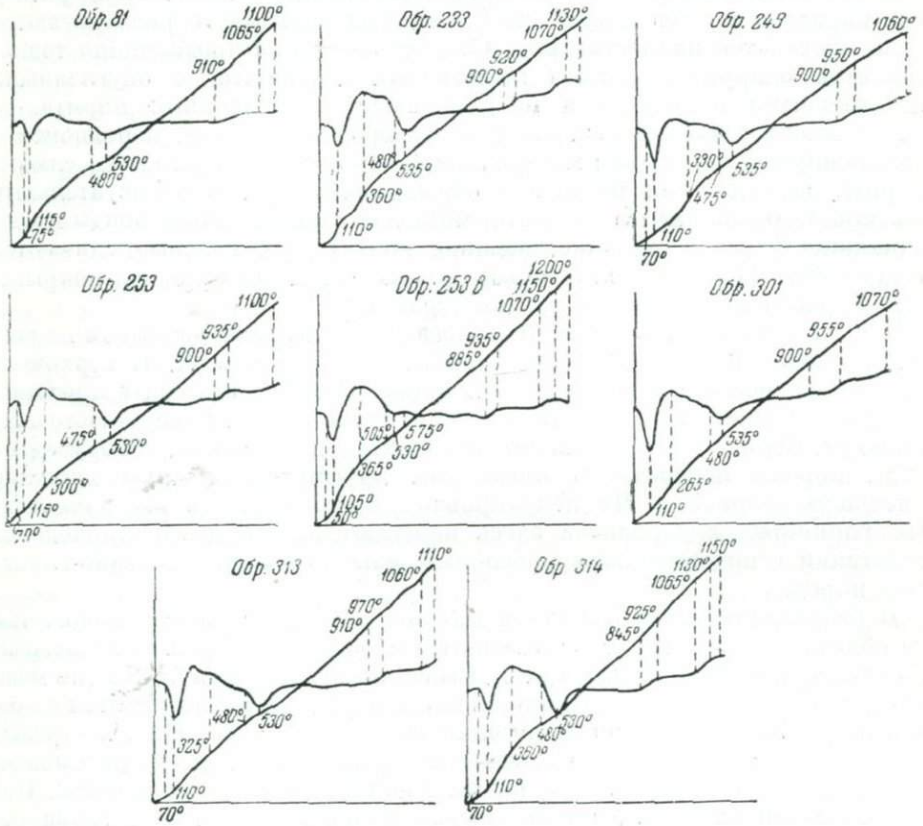

Рис. 14. Кривые нагревания глинистых фракций алевритовых и пелитовых пород плинсбах — домера из бассейна р. М. Лабы.

Далее кривая сохраняет плавный характер с очень слабо намеченной эндотермической остановкой при температуре 900—910°, а в некоторых образцах при температуре 950°. Характер кривой типичен для гидрослюдистых глин.

Твердые песчаные прослои, которые в виде карнизов выступают среди обнажений глинисто-алевритовых пород, имеют мощность обычно от 0,1 до 0,5 м. Эти прослои строго выдерживаются по простиранию, реже постепенно выклиниваются.

По внешнему виду песчаники серые, плотные, монолитные, трудно поддаются расколу. В состав их терригенной части входит тот же комплекс минералов, который характерен и для вмещающих алевритовых пород. Здесь присутствуют зерна кварца, кремнистых микроагрегатов, кислых полевых шпатов, микроклина, пластинки слюд, хлорита. Размеры кластических зерен обычно колеблются в пределах 0,15—0,10 мм, т. е. очень близки к крупноалевритовому материалу; реже встречаются прослои с более крупными (но не превышающими в диаметре 0,25 мм) песчинками.

Цемент в песчаниках обычно смешанного типа, а именно, участками типа соприкосновения, участками типа выполнения пор и пойкилитовый.

В первом случае обломочные зерна тесно соприкасаются между собой, контуры их становятся неясными, и они сливаются в единый агрегат. В остальных случаях цементом служит карбонат кальция.

В подсвите беспорядочно распределены мелкие стяжения сидерита в виде караваев и линз длиной до 0,4 м. Сидериты часто располагаются вдоль плоскостей напластования. Состоят они то из чрезвычайно тонкозернистой однородной массы железистого карбоната, с обугленными растительными остатками и неправильными выделениями пирита, то представляют собой мелкозернистую сидеритовую массу, неравномерно обогащенную алевритовым материалом (кварц, полевые шпаты, слюды, хлорит), выделениями пирита и обрывками обугленных растительных остатков. Основная масса сидеритов микрооолитовая, мелкие ооиды имеют радиально-лучистое строение, внешние контуры их неясные, сливаются между собой. На выветрелых поверхностях стяжения сидерита покрываются бурой коркой водных окислов железа.

Подсвита Б. Подсвита Б залегает с небольшим размывом на различных слоях нижней глинисто-алевритовой подсвиты А. В верховьях балки Холодной (на левом берегу ее правого берега) эта свита представлена грубозернистыми известковистыми песчаниками. Северо-восточнее, ниже хут. Верют, в обнажениях по балкам Батарейной, Сторублевой и др., породы подсвиты Б имеют уже другой фациальный характер и меньшую мощность. На денудированную поверхность рассланцованных глинистых алевролитов здесь налегают криноидно-брахиоподовые известняки с подчиненными прослоями известковистых песчано-глинистых пород.

В разрезе по балке Холодной нижняя пачка песчаников мощностью 9 м обладает массивным толстослоистым сложением; породы темносерые, плотные, трудно раскалывающиеся. Выше, на протяжении 4—5 м (по мощности), тонкослоистые песчаники (слои от 5 до 25 см) перемежаются с прослоями (до 5—10 см) сильно песчанистых известняков. На выветрелых поверхностях тонкослоистые песчаники бурые, рыхлые, легко рассыпаются; карбонатный цемент здесь, видимо, полностью выщелачивается. Над тонкослоистой пачкой лежат массивные разнозернистые известковистые песчаники, сходные с песчаниками нижней пачки.

Кластический материал песчаников плохо отсортирован по величине: присутствуют песчаники с диаметром зерен от 0,1 до 0,5 мм и алевритовые частицы размером от 0,05 до 0,1 мм; обычно преобладают песчаные зерна. Последние слабо окатанные; контуры некоторых зерен имеют зазубренные, корродированные и регенерированные очертания. Алевритовые частицы или угловатые, или также корродированные.

Обломочный материал представлен кварцем (катаклазированным), обломками кварцитов, микроклина, кислых, слегка серицитизированных плагиоклазов, пластинками хлорита (с аномально синими цветами интерференции) и пластинками бесцветных и зеленых слюд. Цемент —базального типа, сложен разнозернистым кальцитом; вокруг некоторых зерен кальцита развивается оторочка, состоящая из мелких кристалликов титанистого минерала группы анатаза. В большом количестве присутствуют обломки раковин пелеципод, члеников иглокожих, створок остракод и раковинки фораминифер. Органические остатки обычно перекристаллизованы, раковины фораминифер часто несут на себе следы окатанности.

Криноидно-брахиоподовые известняки с прослоями известковистых глинисто-алевритовых пород выходят на дневную поверхность в балках

Батарейной, Сторублевой и др. Известняки массивные, толстослоистые, крепкие, темносерые, иногда с розоватыми или палевыми пятнами, с отчетливой отдельностью по двум направлениям, перпендикулярным плоскости падения слоев. Слои рассечены различно ориентированными извилистыми трещинами, выполненными крупнокристаллическим белым и желтоватым кальцитом. Горизонт известняков разделен прослоями глинисто-песчаных пород на три пачки.

Нижняя пачка мощностью 2 м в своем основании содержит обилие мелких (диаметром 0,3—0,5 мм) быстро исчезающих кверху оолидов бурого железняка.

Основная масса известняка имеет тонкое, пелитоморфное сложение, с неправильными участками раскристаллизованного, крупнозернистого кальцита. В основную массу погружены обломки различных организмов, песчаные и алевритовые частицы. Остатки организмов принадлежат обломкам члеников криноидей, пластинок ежей, раковин брахиопод, пелеципод, остракод и фораминифер. Вверх по слою количество терригенных обломков увеличивается и известняк становится сильно песчанистым (20% песчаного материала).

Среди терригенного материала присутствуют зерна кварца, обломки кремнистых микроагрегатов, кислых плагиоклазов, пластинки слюд и хлорита.

Железистые оолиды, обогащающие подошву пачки, составляют около 15% массы известняка. В ядре оолидов находятся различные по составу песчинки или агрегатные зерна кальцита; оолиды имеют эллипсовидные и изометричные, реже неправильные, очертания, повторяя контуры включенных песчинок. Бо́льшая часть оолидов сложена бурыми водными окислами железа. В них наблюдается концентрически-зональное строение: чередование буро-красных просвечивающих оболочек с непрозрачными, черными.

Реже встречаются оолиды, сложенные железистыми силикатами типа шамозита. В проходящем свете они зеленые; при скрещенных николях двупреломляют в тусклых буро-зеленых цветах и обнаруживают радиально-лучистое строение.

Вокруг оолидов часто наблюдаются оболочки кальцита, в которых скаленоэдрические кристаллы располагаются перпендикулярно поверхности обрастания, образуя как бы щетку. Некоторые оолиды содержат подобные оболочки внутри себя. Это указывает на перерывы и возобновления процессов роста железистых оолидов.

Над нижней пачкой известняков идет слой (мощностью от 0,3 до 0,7 м) темносерой рассланцованной известково-глинисто-алевритовой породы с линзовидными стяжениями (диаметром до 0,08 м) пелитоморфного известняка.

В пелитоморфную основную массу породы погружены угловатые алевритовые частицы (реже мелкопесчаные) кварца, полевых шпатов, кремнистых агрегатов, пластинок слюд и хлорита. Встречаются створки остракод и мелкие пятна карбоната. В основной массе различаются частицы глинистого минерала, хлорита, слюд, пылинки кварца и карбоната.

Выше идет метровый слой органогенно-обломочного известняка. Крупные обломки члеников криноидей, пластинок ежей, раковин брахиопод сцементированы мелкозернистым (содержащим алевритовые частицы) известняком с небольшими крупно раскристаллизованными участками. Над известняком лежит слой (0,3—0,4 м) глинисто-алевритовой породы, сходной с вышеописанной. Выше залегает слой мощностью в 1 м криноид-

ного сильно песчанистого известняка. Обломки иглокожих и брахиопод составляют большую часть породы; пространство между органическими обломками выполнено полимиктовым песчаным материалом (кварц, полевые шпаты, кремнистые агрегаты, хлорит, слюды) и тонкозернистым карбонатом. В органических остатках наблюдаются мелкие пятна фосфатного вещества.

П о д с в и т а В. Породы этой подсвиты залегают на подсвите известняков без следов размыва. Наибольшая мощность их достигает 125 м. Обнажаются они в верховьях балок Сторублевой, Батарейной, Бурной и др. ниже хут. Вериют.

Рис. 15. Концентрически скорлуповатые стяжения глинистого вещества в алевропелитовых породах плинсбах—домера. Диаметр конкреции — 0,7 м.

Подсвита представлена в основном темносерыми тонкослоистыми глинистыми алевролитами. В них присутствуют стяжения сидеритов и встречаются прослои (мощностью до 0,25 м) плотных известковистых алевролитов и мелкозернистых песчаников.

Глинистые породы на выходах легко распадаются на мелкую плоскую угловатую щебенку. Часто породы обнаруживают тенденцию к образованию скорлуповатых конкреций размерами до 0,7 м в диаметре. Они образованы легко отделяющимися концентрическими оболочками, которые при выветривании покрываются сетью мелких корочек и распадаются при высыхании (рис. 15). Подобные конкреционные образования часто встречаются в русле балок среди аллювиального материала. В нижних слоях этой свиты (нижние 2—3 м) имеются линзы (диаметром до 0,5 м) пелитоморфного известняка с обломками остатков известковых организмов.

Основная масса алевритовых аргиллитов состоит из глинистого материала, настолько тонкодисперсного, что при скрещенных николях он почти не действует на поляризованный свет. В эту основную массу погружены алевритовые и пелитовые частицы кварца, полевых шпатов, хлорита, слюд, кремнистых микроагрегатов и углистого вещества. Встречаются пылинки карбоната. В небольшом количестве и не всегда присутствуют мелкие песчинки кварца и полевых шпатов.

Химические анализы фракций $<0{,}001$ мм, выделенных из породы после предварительного электродиализа, приведены в табл. 2 (в процентах).

Таблица 2

№ обр.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	CaO	MgO	S	Na_2O	K_2O	$+H_2O$	$+H_2O$	C	Сумма
253	51,70	26,29	1,38	1,49	0,60	0,32	1,52	0,11	0,72	4,01	3,44	6,03	3,87	101,48
253в	50,38	26,05	2,19	1,16	0,70	0,20	1,63	0,18	0,90	3,23	3,82	6,18	2,68	99,30
301	52,16	24,88	3,13	1,17	0,60	0,32	1,78	0,09	0,65	4,77	3,82	6,05	1,46	100,28

Здесь так же, как и в нижележащей свите, отмечается повышенное содержание K_2O, значительное содержание Al_2O_3, небольшое количество железа и низкое содержание гигроскопической воды. Словом, и здесь мы

имеем состав, характерный для гидрослюдистых минералов. То же подтвердилось и при рентгенографическом анализе. Все рентгенограммы характеризуются присутствием линий, типичных для гидрослюд.

Кривые нагревания (рис. 14, обр. № 253, 253в, 301) также характерны для гидрослюдистых глин. Здесь фиксируется эндотермическая *остановка при температуре 105—115°, экзотермический подъем — около* 265—365°; слабо выраженная эндотермическая остановка отмечается при температуре около 530—535°. Еще более слабо выражена (в очень пологой части кривой) эндотермическая остановка при температуре 885—900° и экзотермическая остановка при температуре 935—955°.

Сидеритовые стяжения обладают плотным, афанитовым сложением. Они состоят в основном из пелитоморфного, иногда глинистого сидерита. Имеются неправильные выделения пирита, присутствуют углистые частицы и непостоянная примесь кластических зерен кварца, полевых шпатов, пластинок хлорита. С поверхности конкреции окислены.

Песчаники и алевролиты выступают в обнажениях в виде твердых карнизов. По минеральному составу обломочного материала (в том числе и тяжелых фракций) эти породы не отличаются от литологически аналогичных *пород нижележащих подсвит. Цементом в песчаниках и алевролитах* служит карбонат, загрязненный глинистым материалом.

3. Свита массивных кварцевых песчаников

Свита массивных песчаников лежит с отчетливым трансгрессивным несогласием на породах различных горизонтов нижележащей алевритоаргиллитовой свиты.

Грубые, крепкие толстослоистые песчаники дают мощные (до 30 м) выходы, которые тянутся почти непрерывной полосой вдоль вершины хр. Бугунж, вдоль водораздельной гривки между балками Сторублевой и Бурной, окаймляют верхнюю часть горы Ахызырт. Отдельные мелкие *выходы этих песчаников можно наблюдать также и в ряде балок, впадающих* в р. М. Лабу ниже поселка Бурного. Самые северные выходы песчаников находятся близ поселка Перевалки.

Высокие, крутые обнажения песчаников характеризуются мягкими, сглаженными формами. Массивное сложение песчаников, их прочность и сглаженные формы открытых поверхностей местами делают эти обнажения труднодоступными для детального изучения (рис. 16).

В пределах бассейна р. М. Лабы описываемая свита может быть подразделена на 3 горизонта (снизу вверх): а) горизонт разнозернистых песчаников; б) горизонт рассланцованных глинистых алевролитов, с подчиненными прослоями песчаников; в) горизонт разнозернистых, толстослоистых песчаников.

Горизонт разнозернистых песчаников. Денудированная *поверхность алеврито-аргиллитовых пород средней свиты*, на которой залегают песчаники, неровная, покрыта бурой ожелезненной и разрыхленной коркой выветривания. На поверхности корки наблюдаются налеты серы и мелких игольчатых кристаллов гипса.

Песчаники светлосерые в свежем изломе и буро-желтые в выветрелом состоянии. Наблюдается чередование пачек толстослоистых (слои до 2 м) и тонкоплитчатых (слой от 0,05 до 0,3 м) разностей.

В обнажениях песчаников часто наблюдаются небольшие пещеры (до 2—3 м длиной), вытянутые вдоль слоистости. Встречаются мелкие жеоды, образованные натеками бурых водных окислов железа.

Толстослоистые песчаники состоят из грубозернистого, плохо отсортированного песчаного материала, к которому примешиваются мелкие гальки. Тонкоплитчатые песчаники характеризуются лучшей сортировкой терригенного материала и являются мелкозернистыми.

Состав и структура описываемых песчаников существенно отличаются от литологического характера песчаников нижних двух свит.

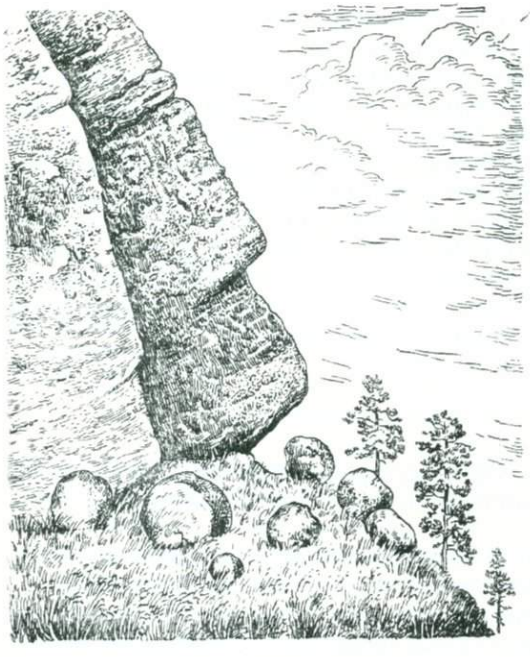

Рис. 16. Характер обнажений верхнетоарских массивных песчаников. Южный склон водораздела между балками Бурной и Сторублевой (левый склон р. М. Лабы).

Кластический материал принадлежит в основном кварцу (40—50%), обломкам кварцитов и тонкозернистых кремнистых пород (до 50%). Присутствуют единичные зерна кислых плагиоклазов, микроклина и пластинки бесцветных слюд. Среди галечного материала встречаются обломки основной массы кварцевых порфиров. Гальки и крупные песчаники окатаны. Бо́льшая же часть кластических зерен уже утратила свой первичный обломочный облик и приобрела зазубренные очертания. Часто такие зерна, соприкасаясь по извилистым контурам, сливаются в монолитный агрегат, что придает породе кварцитовидный, обусловливающий ее прочность, характер. В песчаниках выделяются три типа цементации: 1) *тип соприкосновения*: зерна соприкасаются по извилистым линиям, слизаясь в прочный агрегат; 2) тип выполнения пор: зерна располагаются близко друг к другу (частично даже касаются), а мелкие пространства между ними выполнены карбонатом, гидроокислами железа и вторичным кварцем; 3) *тип базальный*: кластические зерна как бы погружены в тонкозернистую массу карбоната; карбонатный цемент развивается или в отдельных участках слоя, или в пределах нескольких слоев; обычно карбонат пропитан бурыми водными окислами железа. Наиболее распространены два первых типа цементации.

Горизонт рассланцованных глинистых алевролитов с подчиненными прослоями известковистых песчаников. Алевритовые аргиллиты темносерые, тонко рассланцованные; выходы их покрыты делювием из плоской мелкой щебенки. Породы состоят из тонко измельченного глинистого материала, в котором различаются пылинки кварца, чешуйки слюдистых минералов, углистые частицы, алевритовые частицы кварца, кремнистые агрегаты и пластинки слюд. Из этих пород, после предварительного электродиализа, была выделена фракция $<0{,}001$, химические анализы которой показали постоянство ее состава и большое сходство с той же фракцией из глинистых пород нижних свит (табл. 3; в процентах).

Таблица 3

№ обр.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	CaO	MgO	S	Na_2O	K_2O	$-H_2O$	$+H_2O$	C	Сумма
313	49,06	27,27	1,64	1,07	0,70	0,14	1,78	0,16	0,39	4,33	3,54	6,32	2,64	99,04
314	51,38	26,17	1,63	1,24	0,60	0,36	1,58	0,22	0,71	4,04	3,60	6,87	3,39	100,79

Здесь также наблюдаются высокое содержание K_2O и Al_2O_3, небольшое количество железа и низкое содержание гигроскопической воды. Таким образом, мы опять имеем здесь состав, характерный для гидрослюдистых минералов.

Кривые нагревания (рис. 14, обр. 313 и 314) также не отличаются от охарактеризованных выше кривых термического анализа глинистого материала нижележащих свит. Четко фиксируется эндотермическая остановка при 110°; далее наблюдаются резкий подъем, объясняемый наличием органики и пирита, и слабо выраженная эндотермическая остановка при температуре 530°. Далее кривая плавно поднимается, и на ней слабо фиксируется эндотермическая остановка при температуре 845—910°, связанная с выделением кристаллизационной воды, и экзотермическая остановка при 925—970°. Характер кривой типичен для гидрослюдистых глин.

Песчаные прослои выступают среди аргиллитов в виде карнизов мощностью 0,1—0,3 м. Песчаники мелкозернистые, кластические зерна принадлежат кварцу, обломкам кварцитов и кремнистых пород, изредка встречаются зерна кислых плагиоклазов.

Песчаные частицы обычно имеют зазубренные очертания; иногда наблюдаются каемочки вторичного кварца. В некоторых прослоях цементом служит кальцит: он выполняет пространства между кластическими зернами и всегда пропитан гидроокислами железа, окутывающими бурой пленкой многие песчаные зерна.

В других песчаных прослоях цемент смешанного типа: местами типа соприкосновения, где песчинки сливаются в кварцитовидный агрегат, местами типа выполнения пор, когда цементом служат карбонат и гидроокислы железа.

Горизонт разнозернистых, толстослоистых песчаников. Песчаники массивные, толстослоистые (мощности слоев доходят до 5—7 м), грубозернистые, гравелистые с линзовидными прослоями мелких галечников. Границы между слоями галечников и вмещающих песчаников не резкие, отдельные гальки рассеяны и в массе песчаников.

Кластический материал принадлежит кварцу, обломкам кварцитов (с мостовидной структурой) и тонкозернистых кремнистых пород. Встречаются обломочные зерна полевых шпатов, пластинки слюд и обломки основной массы кислых эффузивов.

Зерна кварца прозрачны, иногда катаклазированы, с поверхности покрыты царапинами. Обломки кварцитов состоят из разнозернистых кварцевых агрегатов, кварц часто сильно катаклазирован. Обломки кремнистых пород представляют собой то однородную микрокристаллическую кварцевую массу, иногда запыленную глинистым материалом, то состоят из перекристаллизованных скелетных остатков радиолярий, погруженных

в криптокристаллическую кремнистую массу, то относятся к агрегатам лучистого халцедона.

Кластические зерна по краям сильно зазубрены, часто имеют оболочку вторичного кварца. В большинстве случаев цементирующее вещество присутствует лишь в небольшом количестве, выполняя мелкие поры между зернами или обволакивая тонкой пленкой эти зерна. Часто песчинки плотно сливаются друг с другом, придавая породе кварцитовидный характер. Вокруг некоторых зерен наблюдается тонкая оболочка водных окислов железа. Кое-где мелкие пространства между обломками заполнены тонко измельченным глинистым материалом и водными окислами железа. В свите кварцитовидных песчаников встречаются прослои с мелкозернистым карбонатным цементом.

Тяжелые фракции из песчаников описанной свиты сильно отличаются от тех же фракций пород двух нижних свит. Первое отличие — это сравнительно низкое содержание тяжелых минералов (0,1—0,6%) в песчаниках верхней свиты. Второе отличие — присутствие здесь только наиболее устойчивых по отношению к выветриванию минералов. Доминируют по количеству рудные зерна (главным образом, гидроокислы железа). Из прозрачных минералов содержатся хлорит, рутил, в незначительных количествах турмалин (обломки призматических кристаллов с плеохроизмом от бледножелтого до густозеленого) и др. (рис. 13).

Бассейн р. Б. Лабы

На водоразделе рр. М. Лабы и Б. Лабы, между балками Бескес и Андрюк, нижнеюрские отложения перекрывают пермские конгломераты. В восточной части горы Хацавитая обнажается контакт нижнеюрских пород с метаморфизованными эффузивами и туфогенными породами девона.

В долине р. Б. Лабы нижнеюрские отложения залегают то на размытой (и сильно выветрелой) поверхности палеозойских серпентинитов (обнажение около сел. Азиатского), то на палеозойских гранитах (близ Азиатского моста), то на метаморфических сланцах девона (балка Горелая).

В нижнеюрской толще, развитой в бассейне р. Б. Лабы, выделяются те же литологические свиты, которые были нами описаны для бассейна р. М. Лабы. Здесь, правда, свиты имеют несколько иные мощности и другие соотношения пород различного гранулометрического состава.

Базальные слои нижней свиты в большинстве случаев (балка Горелая, Мостовая, Мощевая и др.) представлены конгломератами. Реже в основании нижнеюрского разреза залегают песчаники с примесью галечного материала и с линзами растительного детрита (обнажения, расположенные на водораздельной гривке между балками Бескес и Андрюк). На горе М.Пцицерь юрские базальные слои, представленные песчаниками, ракушечниками и мелкогалечными конгломератами, сильно пропитаны водными окислами железа и содержат скопления мелких железистых ооидов.

Наиболее полный материал по разрезу нижнеюрских отложений собран нами по правым притокам р. Б Лабы —по балкам Мостовой и Горелой (рис. 2).

Всю серию пород нижней юры (по аналогии с районом р. М. Лабы) мы делим здесь на следующие литологические свиты (снизу вверх).

1. Свита плитчатых полимиктовых песчаников $J_1^{1lot(?)+pl}$.

2. Свита алевролитов и алевритовых аргиллитов с прослоями песчаников, сидеритов и известняков J_1^{2pl+dm}.

3. Свита массивных кварцевых песчаников $J_1^{3t_2}$.

4. Свита алевритовых аргиллитов с прослоями сидеритов $J_1^{2t_2+aal}$.

Ниже приводим литологическое описание разрезов по балкам Мостовой и Горелой.

Балка Мостовая

1. Свита плитчатых полимиктовых песчаников

На правом берегу р. Б. Лабы, под мостом Азиатским, над самым урезом воды выступает утес рассланцованного милонитизированного гранита,

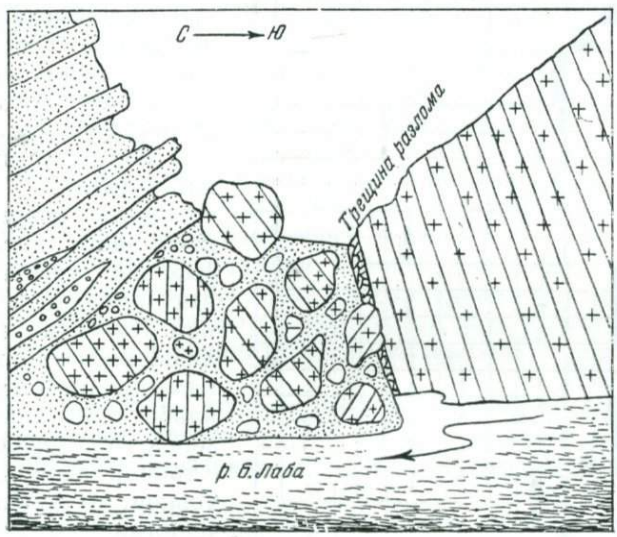

Рис. 17. Базальный конгломерат нижней юры на рассланцованных гранитах палеозоя. Вблизи контакта проходит плоскость сброса, по которой смещена гранитная глыба. Обнажение около моста у сел. Райлесхоз (левый склон р. Б. Лабы).

на который с размыва ложится базальный слой нижнеюрского конгломерата (рис. 17).

Денудированная поверхность гранита, на которую налегает конгломерат, представляет собой раздробленную и затем окварцованную гранитную дресву.

Конгломерат грубообломочный. Кластический материал состоит из крупных (диаметром до 2,5 м) окатанных валунов, различных по величине галек и разнозернистого песчаного материала. Цементом служат тонко измельченный кварцево-полевошпатовый и серицитовый материал, карбонат и местами хлорит. Имеются прожилки кальцита. Среди валунно-галечного материала доминируют обломки гранитов, гнейсов, кварцево-слюдистых сланцев (образовавшихся за счет милонитизации гранитов), жильного молочно-белого кварца.

Песчаный материал представлен зернами катаклазированного кварца, серицитизированных плагиоклазов (кислых), микроклина, обломками гранитов, кварцитов и серицито-кремнистых сланцев. Песчаный материал полуокатан.

Выше идут песчаники; слои падают на СВ 50° ∠12°. Нижний слой представлен мелкогалечным конгломератом, который заполняет все неровности верхней границы грубого базального конгломерата. Мощность непостоянная и достигает в раздувах 0,2—0,3 м. Выше идут косослоистые, сначала грубые, а потом более тонкозернистые, песчаники с подчиненными прослоями и линзами грубозернистого песчаника и мелкогалечного конгломерата. Нижние 8 м песчаников состоят в основном из продуктов механической дезинтеграции гранитов — кварца, плагиоклазов, микроклина, мусковита и хлорита, имеются обломки кварцитовых пород, жильного кварца, гранита.

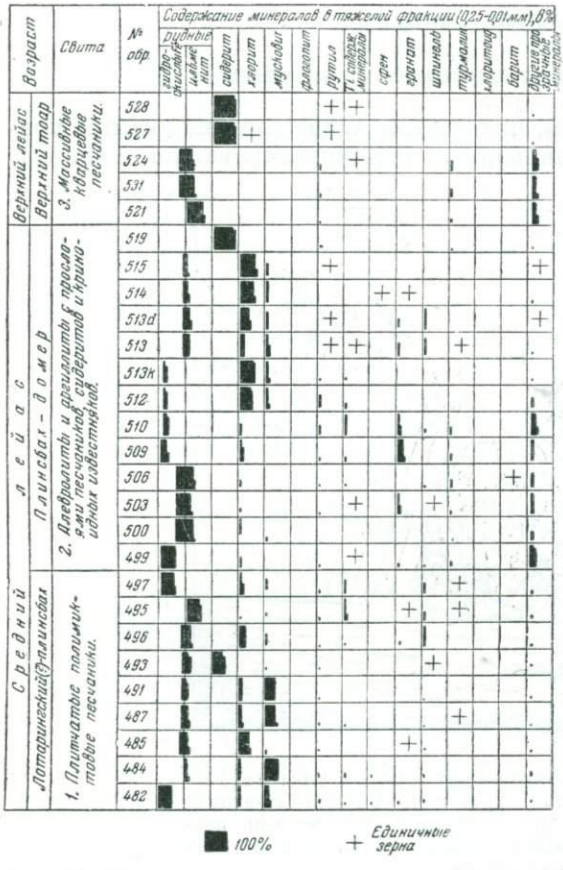

Рис. 18. Диаграмма минерального состава тяжелых фракций из пород нижнеюрских отложений района сел. Райлесхоз и балки Мостовой (р. Б. Лаба).

Зерна кварца прозрачные, часто катаклазированные; контуры их зазубренные, признаков окатанности нет. Плагиоклазы представлены неокатанными обломками прозрачных кристаллов альбит-олигоклазового ряда, зерна то совершенно свежие, с тонкой двойниковой штриховкой, то изобилуют включениями пластинок мусковита и тонких чешуек серицита. Калиевый полевой шпат свежий, решетчатый. Мусковит и хлорит дают изогнутые пластинки, а также тонкочешуйчатые агрегаты. Хлорит бледнозеленый с аномальными цветами интерференции.

Кластический материал песчаников плохо отсортирован по величине: наряду с песчаным и даже алевритовым материалом встречаются мелкие гальки. Цемента в песчаниках мало. Кластические зерна располагаются близко друг к другу; участками они даже соприкасаются или все пространства между ними заполняются тонко измельченным кварцево-хлоритовым материалом; кое-где наблюдаются выделения крупнозернистого кальцита.

Слабая сортировка по величине кластического материала и отсутствие следов окатанности указывают на короткий путь переноса материала. Весь же комплекс терригенных минералов позволяет думать, что источниками сноса его были в основном граниты.

Вверх по разрезу постепенно начинают появляться обломки и других пород. Если нижние 3—4 м песчаников представляют собой почти не перемещенную гранитную дресву, то уже выше соотношения между основны-

ми кластическими минералами меняются, увеличивается количество кварца, появляются обломки серпентинитов, в цементе все бо́льшую роль начинает приобретать карбонат кальция. Начиная с 8 м от основания пачки и выше в песчаниках появляются обломки фауны, изредка встречаются отдельные ооиды шамозита.

Из описываемой свиты песчаников были изучены тяжелые фракции, которые характеризуют главным образом состав акцессорной примеси. Из диаграммы (рис. 18) видно, что основными и постоянными минералами в них являются рудные (магнетит, гидроокислы и лейкоксенизированный ильменит), хлорит и мусковит. Присутствует также рутил, титансодержащие минералы группы анатаза и брукита, бурая шпинель и другие прозрачные минералы. Количество шпинели резко возрастает в верхней части свиты, что находится в связи с появлением среди кластического материала обломков серпентинитов.

2. Свита алевролитов и алевритовых аргиллитов с прослоями песчаников, сидеритов и известняков

Стратиграфически выше описанной свиты песчаников (вверх по балке Мостовой, у восточного края сел. Райлесхоз) на правом берегу балки начинается обнажение пород следующей свиты.

Нижняя часть свиты представляет собой чередование слоев алевритовых аргиллитов (около 0,5—0,1 м) и слоев алевролитов и мелкозернистых песчаников (до 0,4 м). Встречаются мелкие, плоские, лепешковидные конкреции сидерита. Среди алевролитов имеются прослои, обогащенные углистым материалом.

Алевритовые аргиллиты состоят из тонко измельченного глинистого материала, алевритовых частиц кварца, полевых шпатов, слюд и хлорита. Имеются сингенетичные образования пирита и зернышки полуокисленного сидерита.

Песчаники и алевролиты состоят в основном из зерен кварца, обломков кварцитов и тонкокристаллических кремнистых агрегатов.

Выше, на размытой поверхности алевритовых аргиллитов, лежит слой среднезернистого песчаника, содержащий в основании гальки подстилающих пород и гранитов. Песчаник полимиктовый, состоит из зерен кварца, обломков кремнистых и кремнисто-серицитовых сланцев, полевых шпатов, хлорита и слюд. Цементом служит тонко перетертый кластический материал (кварц, слюда, хлорит) и участками — карбонат.

Выше идет слой криноидного песчанистого известняка, который также ложится с размывом на нижний песчаный слой.

Мощность известняка на протяжении 15 м с востока на запад меняется от 4,5 до 0,5 м в связи с последующим размывом части слоя. Разнозернистая масса известняка содержит обломки члеников криноидей, гальки гранита и кремнистых сланцев и песчаные частицы кварца, серицитизированных плагиоклазов, микроклина, кремнистых агрегатов, хлорита и гидратизированных слюд.

Выше на слой криноидного известняка трансгрессивно налегает пачка алеврито-аргиллитовых пород, содержащих подчиненные линзовидные прослои песчаников. Основная масса алевритовых аргиллитов состоит из пелитоморфного материала, среди которого различаются частички кварца, гидрослюд, хлорита, глинистых минералов. В эту основную глинистую массу погружены алевритовые частицы кварца, изогнутые пластинки слюд, зерна полевых шпатов и углистые частицы. Имеются выделения пирита. Песчаники из прослоев имеют полимиктовый

характер. Кластический материал состоит из зерен кварца, полевых шпатов, обломков кремнистых и кремнисто-серицитовых пород, обломков гранита, пластинок хлорита и измененных (гидратизированных) слюд. Цемент карбонатный, пойкилитового типа. Разрез описываемой свиты венчается пачкой плотных аргиллитов, содержащих караваи пелитоморфного сидерита. Последние обычно обогащают отдельные прослои. Выше обнажения склон задернован.

Основная масса аргиллитов пелитоморфная, почти не действует на поляризованный свет и представлена тонким глинистым материалом. Имеется примесь алевритовых частиц кварца и гидрослюд. Присутствуют сингенетичные выделения пирита. Конкреции сидерита состоят из тонкозернистого железистого карбоната, в котором неравномерно распределены частицы кварца и слюд. Алевритовый материал дает неправильные скопления, обычно пропитанные пиритом.

Анализы тяжелых фракций, выделенных из различных пород описанной свиты, приведены на рис. 18, на котором видно, что тяжелые фракции алевритовых аргиллитов характеризуются явным преобладанием рудных зерен над остальными минералами; второстепенную роль играют гранат, турмалин, рутил и другие прозрачные минералы. Состав тяжелых фракций песчаных пород этой свиты обогащается хлоритом, мусковитом, шпинелью и становится очень близким к составу тяжелых фракций нижней свиты песчаников.

3. Свита массивных кварцевых песчаников

Породы этой свиты дают почти непрерывную полосу обнажений, которые тянутся вдоль верхней части водораздельного гребня между балками Мостовой и Псемен. Представлены они разнозернистыми песчаниками, которые по своему составу резко отличаются от песчаников двух нижних свит.

Кластический материал плохо отсортирован по величине: наряду с песчаными частицами от 0,5 до 0,05 мм имеются более крупные зерна и даже мелкие гальки. Гальки хорошо окатаны. Песчаные частицы имеют зазубренные очертания, которые не позволяют судить о первичном габитусе кластических зерен.

По составу терригенный материал чрезвычайно однообразен; он характеризуется в основном зернами кварца, обломками кварцитов, кремнистых и кремнисто-углистых сланцев. Изредка встречаются зерна кислого плагиоклаза и микроклина, обломки основных эффузивов, змеевиков и гранитов. Песчаные частицы или тесно соприкасаются между собой, сливаясь в плотный агрегат, или цементируются кальцитом.

Количество тяжелых фракций в песчаниках по сравнению с нижележащими песчаными отложениями очень невелико (рис. 18). Минеральный состав этих фракций выдерживается постоянным по всей исследованной мощности пород и характеризуется наличием лишь наиболее устойчивых перед агентами выветривания и переноса минералов.

Здесь присутствуют рудные зерна (магнетит, ильменит и пирит), рутил, турмалин и др.

Балка Горелая

В балке Горелой нижнеюрские отложения залегают трансгрессивно и с резким угловым несогласием на сильно дислоцированных углисто-кремнистых сланцах палеозоя.

Нижнеюрские отложения начинаются свитой песчаников, базальный слой которых (0,7 м) обогащен плоской щебенкой подстилающих палеозойских сланцев.

Песчаники мелко- и среднезернистые, плотные. Кластический материал очень слабо окатан и принадлежит в основном кварцу, кремнистым агрегатам, кислым полевым шпатам, пластинкам хлорита (с аномальными, тусклыми, зеленоватыми цветами интерференции), пластинкам бесцветных и зеленых слюд.

Из второстепенных по количеству минералов, но постоянно присутствующих в этих песчаниках (и потому для них характерных), надо отметить зерна бурой шпинели, магнетита и лейкоксенизированного ильменита.

Цементом служит карбонат кальция. В значительном количестве в этих песчаниках присутствуют фораминиферы, обломки раковин пелеципод, члеников криноидей и панцырей морских ежей. Некоторые остатки организмов пропитаны фосфатным веществом. Встречаются обломки раковин, содержащие включения прекрасно образованных призматических кристалликов кварца. В песчаниках присутствуют оолитовые образования железистого хлорита.

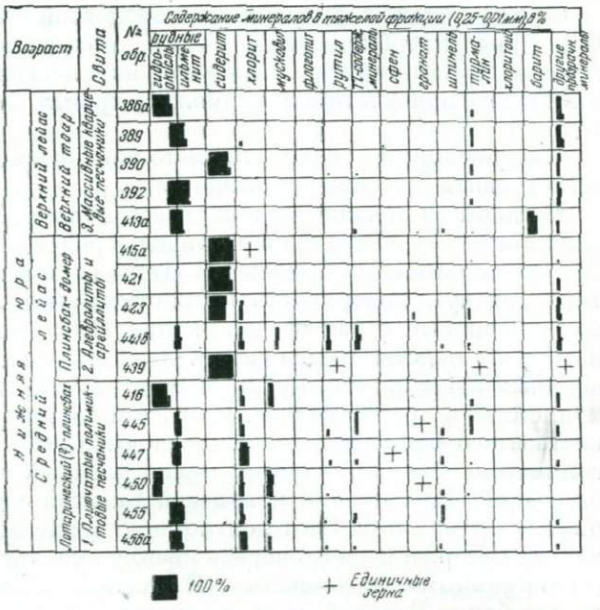

Рис. 19. Диаграмма минерального состава тяжелых фракций из пород нижнеюрских отложений района балки Горелой (р. Б. Лаба).

Характерной чертой песчаников этой свиты является высокое содержание тяжелых фракций (рис. 19). Помимо рудных зерен, представленных главным образом ильменитом, гидроокислами и магнетитом, в значительном количестве присутствуют хлорит и мусковит; кроме того, всегда имеются шпинель, титансодержащие минералы группы брукита и анатаза. Последние — не кластические, образовались на месте.

Над описанной свитой песчаников лежит свита преимущественно глинисто-алевритовых пород, содержащих подчиненные прослои песчаников. В этой свите имеется маркирующий горизонт органогенно-обломочного известняка. Кроме того, присутствуют маломощные (0,2 м), быстро выклинивающиеся прослои пелитоморфного известняка с остатками фауны, обрывками обугленной растительной ткани и с редкими оолитовыми образованиями окисленного шамозита. Встречаются конкреции сидерита.

Глинистые алевролиты состоят из тонко измельченного кварцевого, серицито-хлористого и глинистого материала, смешанного с алевритовыми частицами кварца, гидрослюд, хлорита и углистых частиц. Имеются неправильные выделения и шарообразные мелкие конкреции пирита.

Песчаники мелкозернистые; кластический материал принадлежит кварцу, кремнистым агрегатам, серициту, хлориту. Цементом служат или

карбонат с пятнами водных окислов железа, или тонко измельченный кремнисто-глинистый материал.

Конкреции сидерита сложены пелитоморфным железистым карбонатом, содержат неравномерно распределенную примесь алевритовых частиц кварца и слюд, включают остатки фауны, а также обугленные растительные остатки.

Состав тяжелых фракций из пород этой свиты приведен на рис. 19. Минералы, преобладающие в них, принадлежат в основном сингенетичным зернам пирита и сидерита; из кластических прозрачных минералов иногда присутствуют турмалин, гранат, мусковит, титансодержащие и др.

На описанную свиту глинисто-алевритовых пород с размывом налегает свита массивных песчаников.

В одном из обнажений в верховьях балки Горелой удается наблюдать налегание этих песчаников почти непосредственно на известняки, переполненные мелкими брахиоподами. Ниже по той же балке на размытую карманообразную поверхность глинистых алевролитов налегает, сглаживая все неровности, серая песчано-глинистая порода, состоящая из перемытого материала подстилающей свиты. В ней встречаются крупные обломки криноидных известняков, куски алевритовых аргиллитов, обломки члеников криноидей и другой фауны. Цементом служит глинистый материал. Мощность этого базального слоя колеблется от 0 до 0,5 м. Выше, по слегка волнистой границе, залегает мелкогалечный конгломерат, в котором наряду с обычной мелкой кварцевой галькой содержатся тонкие окатанные плитки аргиллитов. Этот конгломерат выше переходит в гравелистый песчаник, который в свою очередь кверху сменяется грубо- и среднезернистыми массивными песчаниками. Последние слагают береговые обрывы верховьев балки Горелой, верхнюю часть плоскогорья между горами Б. Беден и Нахшир, а также вершины указанных гор.

Песчаники светлосерые или желтоватые, прочно сцементированы. Кластический материал состоит из песчаных частиц размером от 0,5 до 0,05 мм и мелких галек. По минеральному составу песчаники не отличаются разнообразием. Преобладающими компонентами являются кварц, обломки кварцитов и кремнистых пород. Реже встречаются зерна микроклина и кислого плагиоклаза. Очень редки слюдистые пластинки. Песчаники имеют кварцитовидный облик, кластические зерна часто теряют свой первичный обломочный характер, приобретают зазубренные очертания и, плотно соприкасаясь между собой по извилистым линиям, сливаются в сплошной прочный агрегат. Кое-где по стыкам минеральных зерен выделяются гидроокислы железа. В нижних частях свиты некоторые участки песчаников сцементированы кальцитом. Количество акцессорной примеси в песчаниках ничтожно мало (рис. 19). Среди тяжелых минералов всегда присутствуют (помимо рудных зерен) турмалин и некоторые другие прозрачные минералы; значительно реже встречаются титансодержащие минералы группы брукита и анатаза.

Бассейн р. Урупа

В бассейне р. Урупа нижнеюрские отложения сравнительно спокойно залегают на размытой поверхности сильно смятых, метаморфизованных пород палеозоя.

Трансгрессивный контакт нижнеюрских отложений с древними породами наблюдался нами в обнажениях по балке Псекенч (в левом борту р. Урупа на 1,5 км выше устья р. Псекенча), на правом берегу р. Уру-

на примерно в 300 км выше устья р. Маньки и в верховьях р. Власничихи.

В русле р. Псекенч древний кристаллический субстрат дает ряд крупных выходов и представлен различными породами. Примерно на 700 м ниже места пересечения балки с тропой, идущей на гору М. Беден, по обе стороны русла над самой водой выступают скалистые выходы серпентинитов, рассеченных дайкой кварцевого порфира и многочисленными жилками кварца. На размытой поверхности серпентинитового массива залегают нижнеюрские отложения, представленные в своем основании среднезернистыми полимиктовыми песчаниками с карбонатным цементом. Вниз по течению, на расстоянии примерно около 60 м от змеевикового выхода, обнажаются сильно дислоцированные палеозойские сланцы с падением на СВ 17°∠40°. Сланцы темносерые с шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости. В выветрелых частях они пропитаны бурыми водными окислами железа. Мощность сланцев в обнажении составляет 7,5 м. Ниже по реке, а стратиграфически выше, идут сланцы другого облика. Они имеют более светлую, зеленовато-серую окраску. Поверхность сланцеватости узловая.

Сланцы представляют собой измененный кварцевый порфир (серицитизированный и тонко рассланцованный); порфировые выделения кварца придают породе узловатую текстуру.

Ниже долина р. Псекенча суживается, в крутом обрывистом левом борту ее обнажаются темносерые, почти черные аспидные сланцы с прекрасно выраженной сланцеватостью, не совпадающей с направлением слоистости. На выходе породы скалываются вдоль плоскостей сланцеватости, которые легко могут быть приняты за слоистость. Слои падают на ЮЗ 230° ∟ 35°.

Вниз по балке рельеф склонов становится мягким, обнажения древнего кристаллического основания больше не обнаруживаются, и прямо из-под воды начинают выступать нижнеюрские песчаные породы. При движении вниз по реке удается проследить, правда, с небольшими перерывами, значительную по мощности толщу этих песчаников.

Русло р. Урупа, в 1,5 км выше устья р. Псекенча, проходит в кристаллических сланцах палеозоя, которые дают скалистые, почти отвесные выходы высотой около 40 м над уровнем реки. Сланцы хлоритовые, зеленовато-серые. На их неровной, размытой поверхности лежат нижнеюрские песчаные породы. Они начинаются песчаником с примесью галечного материала и линзовидными, быстро выклинивающимися прослоями конгломерата (рис. 20).

Следующее обнажение, вскрывающее контакт юрских пород с древним кристаллическим фундаментом, наблюдалось нами на правом берегу р. Урупа, примерно в 300 м выше устья р. Маньки. Здесь над дорогой, идущей вдоль русла речки к прииску Н.-Урупскому, имеется скалистый выход метаморфических хлоритовых сланцев среднего девона. Сланцы темного серо-зеленого цвета, узловатые, на плоскостях сланцеватости обладают шелковистым блеском. Имеются ветвящиеся прожилки кварца.

Выше на их неровной поверхности трансгрессивно лежат нижнеюрские песчаники.

В верховьях р. Власничихи (и по ее притокам — р. Синей и др.) имеются неоднократные выходы пород палеозоя, представленные рассланцованными зеленовато-серыми кварцевыми порфирами, аспидными сланцами и пермскими красноцветными конгломератами и песчаниками.

На исследованном нами участке долины р. Урупа (от прииска Урупского до станицы Преградной) прослеживается значительная по мощности толща лейасовых отложений, которые трансгрессивно

и с угловым несогласием перекрываются отложениями верхнего аалена. Лейасовая толща подразделяется здесь на следующие литологические свиты (рис. 3).

1. Свита полимиктовых плитчатых песчаников с линзами ракушечников, ооидами шамозита, выделениями фосфата $J_1^{2lot\,(?)+pl}$.

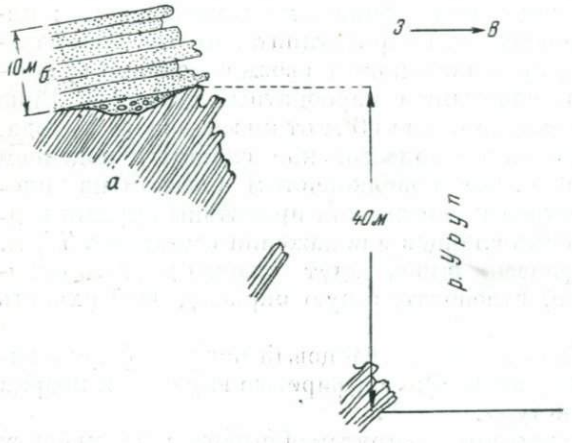

Рис. 20. Контакт нижней юры с кристаллическими сланцами палеозоя. Обнажение на левом берегу р. Урупа в 1,5 м выше устья р. Псекенча.

а — кристаллические сланцы P_Z; *б* — песчаники $J_1 2pl$

2. Свита полимиктовых плитчатых песчаников J_1^{2pl}.

3. Свита частого переслаивания алевролитов, мелкозернистых песчаников и сидеритов J_1^{2pl+dm}.

4. Свита полимиктовых массивных мелко- и среднезернистых песчаников J_1^{2dm}.

5. Свита кварцевых массивных песчаников (с линзами конгломератов), перемежающихся с глинистыми алевролитами $J_1^{3t_2}$.

6. Свита глинистых алевролитов с сидеритами, с редкими прослоями мелкозернистых песчаников $J_1^{3t_2}$.

7. Свита алевролитов с прослоями песчаников, сидеритов, с обилием фауны $J_1^{3aal_1}$.

Наиболее полный разрез нижнеюрских отложений был описан нами по р. Псекенчу (левый приток р. Урупа), по левому берегу р. Урупа близ устья р. Псекенча и в пределах станицы Преградной в устье р. Теплой (правый приток р. Урупа).

При маршрутах вверх по р. Урупу (до устья р. Маньки и несколько выше) и по его главным притокам (рр. Власничихе и Маньке), а также в ряде других мест собран дополнительный материал, характеризующий отдельные горизонты выделенных свит.

Ниже даем минералого-литологическое описание пород для каждой из выделенных нами свит.

1. Свита полимиктовых плитчатых песчаников с линзами ракушечников, ооидами шамозита, выделениями фосфата

Породы этой свиты имеют в бассейне р. Урупа весьма ограниченное распространение; выходы их были встречены лишь в верховьях левого притока р. Урупа — р. Власничихи (по балкам Синей и Песчанке), берущей свое начало на восточном склоне водораздела между бассейнами рр. Урупа и Б. Лабы.

В правом склоне балки Синей, приблизительно в 300 м выше ее устья, нижнеюрские отложения начинаются слоем в 3,5 м полимиктового гравийно-галечного конгломерата. Конгломерат содержит обломки кварца, гранита, кристаллических сланцев, кварцевых порфиров, полевых шпатов. Снизу вверх конгломерат становится менее грубообломочным и в нем

появляются прослои песчаника. Выше идет пачка мощностью 6,5 м полимиктового мелкозернистого песчаника, содержащего ракушечниковый детритус. Последний обогащает отдельные песчаные прослои мощностью до 1,5 м.

Еще выше идет слой буровато-зеленой шамозитовой породы, содержащей значительное количество песчаного материала. Порода тонкоплитчатая (плитка толщиной 7—10 см), с поверхности сильно ожелезнена и имеет бурый цвет. Железистый хлорит (типа шамозита) дает овальные и изометричные радиально-лучистые сферокристаллы с концентрически зональным строением, а также составляет основную массу породы, цементирующую и сферокристаллы, и песчаные частицы. Сферолиты хлорита имеют в диаметре 0,2—0,5 мм; в их ядре обычно помещается песчаная частица кварца, плагиоклаза, микроклина, магнетита, хромовой шпинели, граната или других минералов.

Хлорит буровато-зеленый в центре сферокристалла, а внешняя оболочка его чаще бывает бурой вследствие значительного окисления. При скрещенных николях сферокристаллы проявляют интерференционную окраску в желто-зеленых тонах. Хлорит основной цементирующей массы породы по цвету не отличается от хлоритовых сферолитов. На буровато-зеленом фоне почти свежего хлорита кое-где выделяются расплывчатые бурые пятна водных окислов железа. Хлорит представлен в тонких чешуйках.

Песчаный материал, который рассеян в массе хлорита, а также является ядром хлоритовых сферолитов, принадлежит зернам (размером от 0,5 до 0,1 мм) кварца, альбита, микроклина, обломкам кремнистых агрегатов и основной массе кварцевых порфиров, зернам граната, магнетита и пикотита. Последние два минерала присутствуют в большом количестве, но в зернах, не превышающих в диаметре 0,10—0,15 мм. Встречаются обломки члеников криноидей, нацело замещенных фосфатом, от которых сохранились лишь слабые реликты микросетчатой структуры. Видимая мощность слоя, богатого шамозитом, около 1,5 м. Выше с перерывами обнажаются (главным образом по р. Песчанке) плитчатые песчаники уже с редкими ооидами шамозита.

Породы описанной свиты по своему минеральному составу и литологическим особенностям (наличие ракушечников, стяжений фосфата, ооидов шамозита и пр.) чрезвычайно сходны с породами самой нижней свиты рр. М. Лабы и Б. Лабы.

2. Свита полимиктовых плитчатых песчаников

В долине р. Урупа и по ее главным притокам — рр. Псекенчу и Маньке эта свита залегает непосредственно на палеозойскам субстрате, начиная собой нижнеюрскую серию пород.

Свита представлена светлосерыми, прочно сцементированными мелко- и среднезернистыми песчаниками в основании с примесью мелкогалечного материала и маломощных, линзовидных прослоев конгломерата (с гальками кварца, кремня, кристаллических сланцев и с кусками обугленной древесины).

Песчаники плитчатые и тонкоплитчатые. Обломочные зерна принадлежат кварцу, кислому плагиоклазу, микроклину, обломкам криптокристаллической кремнистой массы, кварцитовидных агрегатов и агрегатов кварц-серицитового состава, пластинкам мусковита. Встречаются гальки кварцевого порфира. Зерна кварца часто обнаружи-

вают волнистое погасание. Плагиоклазы и микроклин свежие. Пластинки слюд нередко изогнуты. Местами цементом в песчаниках служит сидерит мелкокристаллический (частично окисленный), местами же цементом являются гидроокислы железа и тонкочешуйчатый гидрослюдистый материал. В отдельных участках песчаники приобретают кварцитовидный облик: обломочные зерна вследствие частичной регенерации плотно соприкасаются между собой по извилистым зазубренным линиям.

3. Свита частого переслаивания алевролитов, мелкозернистых песчаников и сидеритов

Свита связана постепенным переходом к нижележащей и состоит из частой перемежаемости слоев алевролитов и песчаников. Алевролиты светлосерые, тонкоплитчатые (мощность плиток около 3—5 см), на плоскостях наслоения заметны блестки белой слюды и мелкие углистые частицы. Кое-где встречаются включения глинистых плоских галек. Обломочный материал имеет в среднем размеры 0,08—0,10 мм. Однако наряду с преобладающими по размерам алевритовыми частицами присутствуют и более крупные обломки (песчинки с диаметром 0,25—0,30 мм). По минеральному составу различаются: обломочные зерна кварца, кремнистых агрегатов, кислых плагиоклазов (альбит—олигоклаз), микроклина, пластинки мусковита. Цементом служит тонко измельченный кремнистый и гидрослюдистый материал, а также водные окислы железа. Изредка встречаются округлые и караваеобразные обособленные участки (диаметром 25—30 см), сцементированные гидроокислами железа и карбонатом.

Мощность песчаных прослоев достигает 3—5 м. Прослои плитчатые и тонкослоистые, светлосерые, полимиктовые. Состав терригенной части пород вполне аналогичен обломочному материалу алевролитов. Цементом служат карбонат и гидроокислы железа.

4. Свита полимиктовых массивных мелко- и среднезернистых песчаников

Эта свита венчает собой в бассейне р. Урупа отложения среднего лейаса. Свита представлена мелко- и среднезернистыми песчаниками с рассеянным гравийно-галечным материалом и с редкими мелкими линзами мелкогалечных конгломератов. Породы то массивные (мощность слоев 0,8—1,0 м), то плитчатые и реже тонкоплитчатые (толщина плиток 0,05—0,10 м). Вверх по разрезу песчаники начинают постепенно переслаиваться с алевролитами, которые в верхней части свиты уже заметно преобладают над песчаниками.

По минеральному составу обломочного материала песчаники этой свиты близки к песчаникам подстилающей свиты. Тип цемента здесь обычно регенерационный (за счет разрастания главным образом кварцевых зерен); по стыкам зерен часто проникают бурые водные окислы железа.

5. Свита кварцевых массивных песчаников (с линзами конгломератов), перемежающихся с глинистыми алевролитами

Породы этой свиты залегают на породах подстилающей свиты с размывом и отличаются от последних иным минеральным составом песчаного материала.

Свита может быть подразделена в вертикальном направлении на три горизонта.

Нижний горизонт сложен массивными мелко- и среднезернистыми в свежем виде светлосерыми песчаниками; на выветрелых поверхностях они становятся розоватыми и бурыми. В песчаниках встречаются и мелкая рассеянная галька, и линзовидные, гнездовые и пластообразные скопления мелкогалечного конгломерата. Встречаются секреционные образования (диаметром до 0,1 м) бурого железняка. На плоскостях напластования были замечены волноприбойные знаки. Обломочный материал песчаников принадлежит главным образом кварцу и обломкам тонкозернистых и кремнистых пород и кварцитовидных агрегатов; изредка присутствуют зерна щелочных полевых шпатов, обломки кварцевых порфиров, пластинки слюд.

Наиболее распространенным типом цемента в породах является тип разрастания. Кроме того, всегда присутствуют гидроокислы железа, тонко измельченный кварцевый и серицитовый материал, который выполняет пустые пространства между обломочными зернами.

Средний горизонт представлен глинистыми алевролитами с подчиненными прослоями кварцевых песчаников.

Алевритовые породы, слагающие этот горизонт, не дают хороших обнажений. Обычно выходы их быстро покрываются мелкощебенчатым делювием, затягиваются густым травянистым покровом. Более трудно поддающиеся выветриванию песчаные прослои отчетливо выделяются в виде устойчивых карнизов на задернованном склоне, сложенном алевролитами, о существовании которых можно иногда судить лишь по высыпкам мелкого щебня, просвечивающего сквозь дерн (левый склон безымянной балочки, впадающей слева в р. Уруп близ южного конца станицы Преградной).

Алевролиты темносерые, на выветрелых поверхностях покрываются пленкой бурых водных окислов железа.

Несмотря на общий тонкозернистый облик этих пород, при изучении их под микроскопом оказалось, что обломочный материал в них не проявляет отчетливой сортировки. Наряду с тем, что главная по количеству масса обломочного материала представлена алевритовыми частицами диаметром 0,01—0,10 мм и пелитовым материалом, в породах всегда имеется значительная примесь несортированных по величине (от мелких песчаных частиц до галек) более крупных обломков. Все обломочные зерна либо имеют совершенно неокатанные очертания, либо слабо окатаны. Минеральный состав обломочного материала следующей: кварц, кремнистые агрегаты, плагиоклазы, кварцитовидные агрегаты, пластинки слюд и обломки основной массы порфиров.

Алевритовые и более крупные обломочные зерна погружены в темнокоричневую в проходящем свете, почти не действующую на поляризованный свет при скрещенных николях пелитоморфную массу. Она состоит из тонкозернистого сильно окисленного сидерита, свободных водных окислов железа и тонко измельченного кремнистого материала. Имеются мелкие обрывки обугленных растительных остатков.

Прослои песчаников достигают 0,5—2 м. Песчаники мелкозернистые, с примесью грубых песчаных частиц и даже мелкой гальки. Обломочные зерна состоят в основном из обломков кварцевых зерен, кварцитов и кремнистых пород. Полевые шпаты встречаются крайне редко; слюда отсутствует. Цементом служат обычно кальцит и гидроокислы железа. В некоторых случаях породы имеют кварцитовидный облик; регенерированные обломочные зерна сливаются в плотный единый агрегат.

Верхний горизонт состоит из пачек переслаивания алевролитов и песчаников, содержащих линзы конгломератов.

В нижней половине горизонта преобладают по мощности алевролиты, а в верхней половине — песчаники.

Горизонт начинается слоем грубообломочного конгломерата мощностью 5,5 м, содержащего даже отдельные валуны (до 0,3 м в диаметре) и два прослоя (0,5 м) песчаника.

Валунный материал принадлежит известковистым полимиктовым песчаникам с органогенными остатками. Имеются обломки крупной фауны.

Кластический материал конгломерата в общем хорошо окатан; по составу в нем различаются обломки кремнистых и кремнисто-серицитовых сланцев, кварцитов, кварца, обломки песчаников, кварцевых порфиров, зерен кислых плагиоклазов, микроклина. Цементом служит обычно кальцит, участками же зерна плотно соприкасаются между собой. Цемент как минеральное вещество отсутствует, и обломки сливаются в единый прочный агрегат.

Выше над конгломератом идет пачка пород мощностью 60 м, которая сложена в основном темносерыми тонкоплитчатыми, листоватыми алевритовыми аргиллитами. Основная масса этих пород состоит из тонкочешуйчатого однородного глинистого материала. При скрещенных николях наблюдается почти одинаковая оптическая ориентировка чешуек, благодаря чему крупные участки поля зрения гаснут и просветляются одновременно, проявляя золотисто-желтую интерференционную окраску. В глинистую массу погружены алевритовые (диаметром 0,05 — 0,10 мм) частицы кварца, кремнистых агрегатов, полевых шпатов и слюд. Встречаются мелкие углистые частицы.

Эта пачка аргиллитов содержит прослои (мощностью до 3 м) песчаников, количество которых вверх по разрезу постепенно увеличивается.

Заканчивается горизонт пачкой массивных кварцевых песчаников (слой мощностью 1—1,5 м), содержащих подчиненные прослои алевритовых аргиллитов и линзовидные прослои конгломератов.

В основании пачки залегает слой конгломерата мощностью 2 м, изобилующего железистыми конкрециями и секрециями.

Железистые образования обычно имеют сплющенную форму, диаметр их доходит до 5—8 см. Конгломерат состоит главным образом из обломков кварца, кремнистых сланцев и кварцитов. Встречаются гальки гранита, змеевиков и песчаников. Выше следует песчаник с гнездами конгломерата внизу, вверху — прослои алевролитов. Песчаники часто обнаруживают косую слоистость.

Обломочный материал песчаников отличается однообразием: кварц, обломки кварцитов и кремня составляют главную массу этого материала. Цемент чаще всего типа разрастания, и участками порода приобретает кварцитовидный характер. В небольшом количестве присутствуют в качестве цемента водные окислы железа.

Самые высокие слои описанной пачки обнажаются на левом берегу р. Урупа в пределах станицы Преградной, где они слагают восьмиметровый карниз. Как только карниз песчаников уходит под уровень воды, берега реки сразу приобретают совершенно другой характер: склоны становятся пологими, долина расширяется, весь рельеф приобретает мягкие, плавные очертания. Естественные выходы коренных пород уже почти не встречаются: вся поверхность склонов покрыта густой травянистой растительностью, сквозь которую лишь слабо просвечивает мелкощебенчатый делювий глинистых пород.

6. Свита глинистых алевролитов с сидеритами, с редкими прослоями мелкозернистых песчаников

Выходы пород этой свиты наблюдались нами в нижнем течении р. Теплой (правый приток р. Урупа в пределах станицы Преградной). Здесь в обрывистом правом борту речки выступают темносерые алевролиты, содержащие прослои песчаников, конкреции сидерита и пирита. И в песчаниках, и в алевролитах имеются остатки фауны (члеников криноидей, фораминифер и др.). Обломочный материал принадлежит кварцу, плагиоклазам, микроклину, кремнистым агрегатам. Цементом песчаников служат карбонат и тонко измельченный кремнисто-серицитовый материал. Алевролиты состоят из обломочных частиц (диаметром 0,01—0,08 мм) кварца, кремня, полевых шпатов и слюд, погруженных то в тонкозернистую массу чистого карбоната, то в смесь карбоната с тонкочешуйчатым гидрослюдистым материалом. Часто встречаются мелкие выделения пирита. Сидерит образует линзовидные стяжения до 25—30 см в диаметре.

7. Свита алевролитов с прослоями песчаников, сидеритов и с фауной нижнего аалена

Нижняя граница свиты точно не установлена, так как она связана с подстилающей ее свитой верхнего тоара постепенным переходом. Литологически и по минеральному составу породы обеих свит имеют много общего.

Породы верхней части описываемой свиты выходят на дневную поверхность на правом берегу р. Урупа близ Преградненского моста. Здесь прямо из-под воды выступают глинисто-алевритовые породы, которые дают почти непрерывное обнажение высотой около 65 м.

Породы содержат линзы и прослои сидеритов, обломки раковин фораминифер, пелеципод, остатки иглокожих и т. д. Имеются прослои песчаников, заключенных среди пачек алевролитов мощностью до 7 м. Пелитоморфная часть этих пород принадлежит гидрослюдистому материалу. Алевритовые частицы и песчаный материал относятся главным образом к кварцу, затем имеются плагиоклазы, кремнистые агрегаты и слюда.

Выше трансгрессивно налегают криноидные известняки, начинающиеся базальным слоем мощностью 0,5 м, состоящим из перемятых, окатанных обломков разнообразной фауны и ооидов бурого железняка, сцементированных гидроокислами железа и карбонатом.

Эти отложения относятся к верхнему аалену; литологическое изучение их еще не закончено.

Выше мы дали минералого-петрографическое описание каждой из литологических свит, выделенных нами на основании изучения главного (по количеству) минерального состава пород и их гранулометрической характеристики.

Детальное изучение тяжелых фракций позволило установить некоторые устойчивые минеральные признаки, которые объединяют друг с другом разные по литологическому составу породы одной или нескольких взаимно связанных свит и показывают различия между породами трансгрессивных свит. Эти признаки оказались устойчивыми на значительных расстояниях, взятых по простиранию свит. При сравнении характера тяжелых фракций из нижнеюрских отложений бассейна р. Урупа с характером акцессорной примеси отложений нижней юры из бассейнов рр. М. Лабы и Б. Лабы удалось увязать между собой стратиграфические разрезы по всем трем рекам и найти аналогичные друг другу по возрасту свиты.

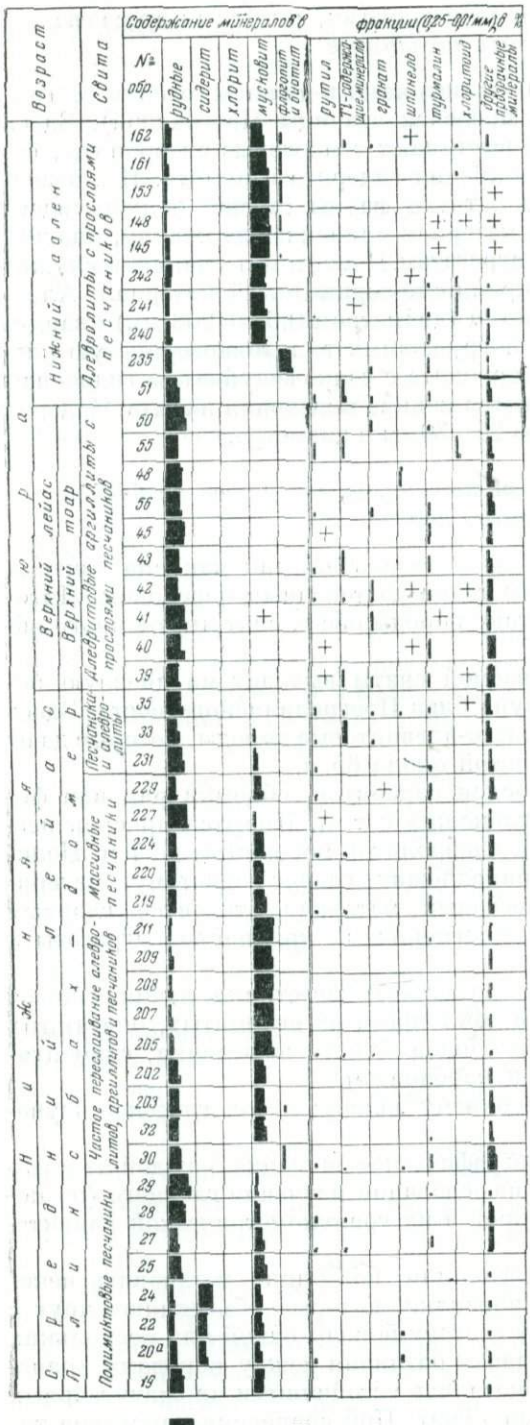

Рис. 21. Диаграмма минерального состава тяжелых фракций пород нижнеюрских отложений бассейна р. Урупа.

не всегда представленные породами одинаковых фаций.

Комплекс обломочных минералов тяжелых фракций нижнеюрских отложений бассейна р. Урупа невелик (рис. 21). Он ограничен в основном списком наиболее устойчивых минералов. Здесь обычны магнетит, ильменит (лейкоксенизированный), турмалин, рутил, мусковит и зеленая слюда (часто хлоритизированная), гранат, брукит, анатаз и некоторые другие прозрачные минералы. Редко встречаются обыкновенная и щелочная роговые обманки, ставролит; очень редки эпидот, цоизит и хлоритоид. Тем не менее количественные соотношения этих минералов во фракциях проявляют закономерные изменения. Эти изменения служат указателями или смены состава материнских пород, или смещения береговой линии и изменения расстояния переноса обломочного материала. В базальных слоях нижней юры, развитой в верховьях р. Власничихи, наблюдается высокое содержание пикотита и магнетита, что сближает эти слои (помимо прочих вышеуказанных признаков) с базальными слоями (лотарингский и плинсбахский ярусы) лейаса, изученными нами в бассейнах рр. М. Лабы и Б. Лабы.

Все литологические свиты среднего лейаса, выделенные нами в бассейне р. Урупа, имеют близкий между собой состав тяжелых фракций и сходны с тяжелыми фракциями[1] пород плинсбах — домера, развитых в районах рр. М. Лабы и Б. Лабы.

[1] Фракции изучались из песчаных пород.

Тяжелые фракции этих свит характеризуются высоким содержанием (до 80%) слюд. Размеры слюдистых частиц обычно несколько больше других минералов фракции; слюды представлены мусковитом, флогопитом и хлоритизированным биотитом. Многие пластинки слюд смяты. Затем имеются магнетит, ильменит, турмалин и другие прозрачные минералы; количество последних постепенно возрастает снизу вверх по разрезу. Самые нижние, базальные, слои отличаются обилием в тяжелых фракциях аутигенных образований сидерита.

Породы верхнего тоара резко отличаются по составу тяжелых фракций от нижележащих пород среднего лейаса. В песчаниках тоара помимо рудных зерен (магнетит и гидроокислы железа) присутствуют также турмалин, гранат, рутил и титансодержащие минералы; совершенно исчезает слюда. Приведенный состав тяжелых фракций близок к характеру и составу акцессорной примеси пород третьей свиты района рр. М. Лабы и Б. Лабы. В песчаных прослоях из шестой и седьмой свит (верхняя часть верхнего тоара и нижний аален) минеральный состав тяжелых фракций опять меняется в сравнении с песчаниками пятой свиты. Снова возрастает количество слюд (до 85%). Появляются отдельные пластинчатые зерна хлоритоида.

Бассейн р. Б. Зеленчука

Всю серию лейасовых песчаников бассейна р. Б. Зеленчука можно подразделить на 3 свиты, которые отличаются друг от друга преобладающими размерами обломочных частиц и некоторыми изменениями в минеральном составе. Свиты эти в стратиграфической последовательности располагаются следующим образом (рис. 4).

1. Свита крупно- и среднезернистых полимиктовых песчаников J_1^{2pl}.
2. Свита мелкозернистых полимиктовых песчаников с прослоями алевролитов J_1^{2pl+dm}.
3. Свита песчанистых алевролитов и песчаников с подчиненными прослоями грубозернистых песчаников J_1^{2dm}.

Переходы пород одной свиты в другую постепенные; никаких признаков перерыва и резкой смены условий накопления осадков внутри всей песчаной толщи не наблюдается.

По берегам долины р. Б. Зеленчука и ее притоков имеются хорошие обнажения нижнеюрских пород, которые в виде мощных ступенчатых карнизов выступают на задернованных и покрытых песчаной осыпью крутых склонах. Почти послойный разрез песчаников первой свиты можно наблюдать на левом берегу р. Б. Зеленчука близ моста, расположенного несколько ниже по течению от Букового участка. Здесь же обнажается значительная часть песчаников и второй свиты. Выходы пород верхней части второй свиты, а также пород третьей свиты песчаников и песчано-глинистых отложений аалена имеются на левом склоне р. Б. Зеленчука вблизи и в пределах сел. Нижняя Ермоловка. Разрозненные обнажения отдельных слоев и горизонтов часто встречаются и в других местах по обоим склонам р. Б. Зеленчука.

1. Свита крупно- и мелкозернистых полимиктовых песчаников

Как уже сказано, в районе Букового участка (близ моста через р. Б. Зеленчук) имеется почти непрерывный выход пород нижней свиты. На левом склоне прямо над урезом воды начинается обнажение палеозойских сланцев,

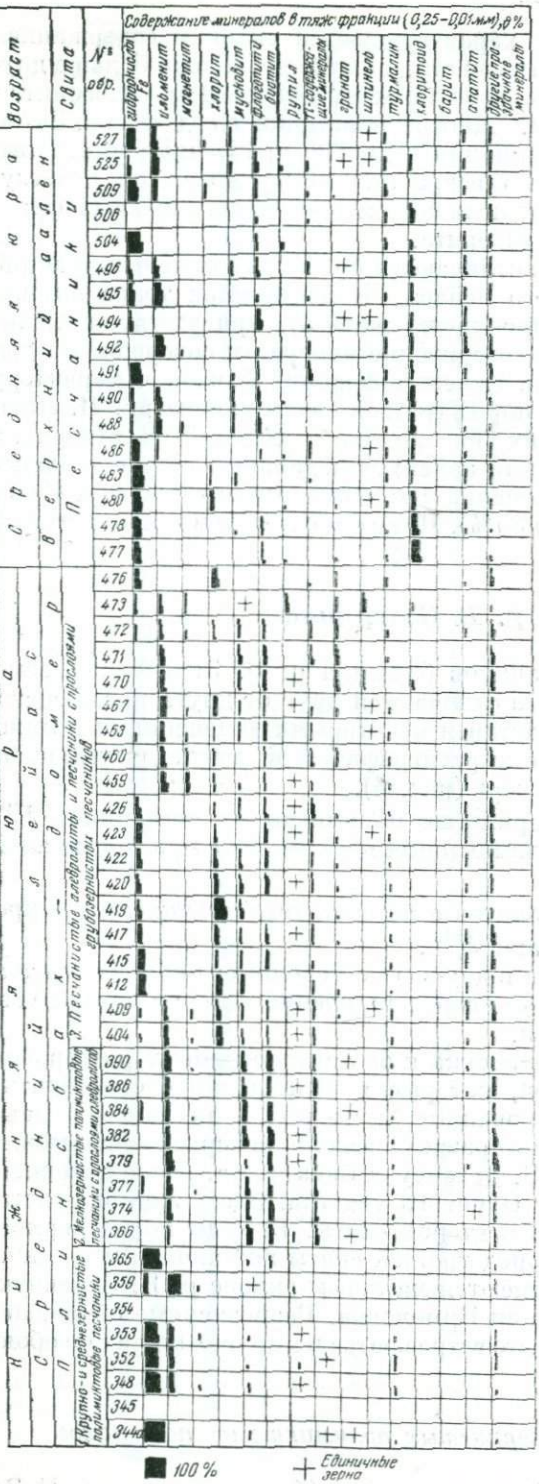

Рис. 22. Диаграмма минерального состава тяжелых фракций из пород нижнеюрских отложений бассейна р. Б. Зеленчука.

которое тянется вверх по склону на 65 м. Выше, на размытой и затем выветрелой побуревшей поверхности сланцев залегает юрский базальный конгломерат. Сланцы темносерые, почти черные; они состоят из тонкозернистой кремнистой массы бледнозеленого мелкочешуйчатого хлорита и тонко распыленного рудного материала. Нижний, базальный, горизонт юрских отложений представлен (снизу вверх) тремя слоями: 1) конгломератом мощностью 0,5 м, содержащим среди галечного материала много неокатанных обломков подстилающих сланцев; 2) грубозернистым песчаником (имеющим примесь галечного материала) мощностью 6 м; 3) конгломератом мощностью 1,5 м.

Кластический материал в различной степени окатан и по минеральному составу является полимиктовым; он принадлежит галькам и песчаным зернам кварца (часто катаклазированного), обломкам гранита, кварцитов, кремнистых сланцев, микропегматита, микроклина, кислых плагиоклазов (с пертитовыми вростками). Цементом служит сидерит с пятнами гидроокислов железа. Местами же цемент как самостоятельное вещество почти отсутствует, обломочные зерна приобретают зазубренные очертания, плотно соприкасаются друг с другом по извилистым линиям; порода приобретает кварцитовидный характер. В конгломератах встречаются обугленные растительные остатки.

Над базальным горизонтом начинается однообразная серия светлосерых крупно- и среднезернистых песча-

ников, часто косослоистых, с неравномерно рассеянной галькой, с линзами и небольшими прослоями галечников; встречаются лепешковидные секреции бурого железняка. В состав кластического материала входят обломки гранита, кварцитов, кремнистых сланцев, зерна кварца, полевых шпатов (преимущественно микроклина). Местами обломочные зерна сильно разрослись, приобрели неправильно-зазубренные очертания; они прочно цементируются друг с другом, сливаясь в сплошной агрегат. Местами же в качестве цемента присутствуют сидерит и гидроокислы железа, а также тонко измельченный кремнисто-серицитовый материал.

Акцессорная примесь, или тяжелая фракция, в породах описываемой свиты выдерживается по всей мощности постоянной и не отличается минеральным разнообразием (рис. 22). Основная по количеству роль в тяжелой фракции принадлежит рудным зернам (гидроокислам железа и ильмениту), которые составляют до 65—90% всей фракции; постоянно присутствуют также турмалин, мусковит и некоторые другие прозрачные минералы.

Как сингенетичный минерал, в этих песчаниках в базальном горизонте иногда встречаются кристаллики барита, количество которого в тяжелой фракции поднимается до 65%.

2. *Свита мелкозернистых полимиктовых песчаников с прослоями алевролитов*

Песчаники нижней свиты вверх по разрезу постепенно становятся менее крупнозернистыми и переходят в свиту преимущественно мелкозернистых песчаников, содержащих частые прослои алевролитов и лишь изредка переходящих в крупнозернистые песчаники.

Песчаники второй свиты — полимиктовые, состоят из обломков гранита, кремнистых и кремнисто-серицитовых сланцев, кварцитов, зерен кварца, полевых шпатов, пластинок бесцветных и зеленых слюд, хлорита. Местами зерна кварца, полевых шпатов и пластинки слюд имеют явное преобладание над обломками различных пород, и песчаники приобретают аркозовый характер. Породы то цементируются тонкоизмельченным кремнисто-слюдистым и хлоритовым материалом или сидеритом с пятнами гидроокислов железа, то приобретают кварцитовидный облик вследствие сильного разрастания обломочных зерен, при котором контуры последних становятся лапчатыми, зазубренными, с глубоко входящими углами.

Тяжелые фракции пород второй свиты заметно отличаются от тяжелых фракций пород нижней свиты (рис. 22). Прежде всего надо отметить резкое снижение количества рудных зерен (10—35%) за счет увеличения роли других минералов — группы слюд и появления новых минералов — анатаза и брукита; изредка начинает встречаться апатит.

3. *Свита песчанистых алевролитов и тонкоплитчатых песчаников с подчиненными прослоями массивных грубозернистых песчаников*

Верхняя свита песчаной толщи связана постепенным переходом со средней свитой. Верхняя свита сложена в основном песчанистыми алевролитами и тонкоплитчатыми песчаниками; подчиненную роль играют крупнозернистые массивные песчаники; более редки прослои алевролитов.

Песчаный и алевритовый материал принадлежит зернам кварца, полевых шпатов, пластинкам мусковита, хлорита, биотита, кремнистым агрегатам, обломкам гранита, кварцитов. Высокое содержание среди этого

материала хлорита (в виде буро-зеленых пластинчатых агрегатов) является характерным для пород этой свиты. Правда, появляется хлорит уже в верхней части второй свиты. Глинистые фракции алевритовых пород обычно окрашены в буро-зеленый цвет, что обусловлено также присутствием хлорита.

Наряду с хлоритом в цементе песчано-алевритовых пород присутствуют серицито-кремнистый материал, сидерит, а в верхних частях появляется карбонат кальция. Тяжелые фракции пород верхней свиты несколько отличаются от тех же фракций средней свиты. Здесь уже устойчиво присутствует апатит, отмечается высокое содержание хлорита, наблюдается постепенное возрастание количества граната. Можно отметить своеобразное поведение рудных минералов: в нижней половине свиты наблюдается преобладание гидроокислов железа над остальными непрозрачными минералами, в верхней же части свиты на первое место (по количеству) среди рудных зерен выходит ильменит (рис. 22).

Интересной особенностью пород верхней свиты, а также большей части пород средней свиты является обилие в тяжелых фракциях золотисто-желтых, прекрасно образованных кристалликов и мелких агрегатов новообразованного (сингенетичного) брукита.

На размытую поверхность описанного песчаного комплекса у северного края сел. Нижняя Ермоловка налегает толща верхнеааленского возраста.

Базальный конгломерат последнего не отличается здесь ни постоянством состава, ни постоянством мощности. Состоит он из окатанных обломков подстилающих пород, галек кварца, мелких сферосидеритов, иногда ракушечного детритуса.

Цемент железисто-карбонатный. Величина обломков различна, иногда достигает 0,4 м в диаметре. Мощность конгломерата не превышает здесь 0,5—1,4 м. Выше располагается слоистая толща, состоящая из чередования алевролитов и тонкослоистых глинистых мелкозернистых песчаников с отпечатками пелеципод. Встречаются стяжения сидеритов. На выходе породы покрыты белым и бурым налетом, при выветривании дают мелкую хрупкую щебенку. В толще прослеживаются отдельные тонкие прослои более плотно сцементированных песчаников, глинистых пород, содержащих отпечатки аммонитов, и очень редко темносерых оолитовых известняков. Кроме того, в толще отмечаются характерные прослои конгломератов, состоящих из галек песчаника, алевролита, кварца, мелких конкреций сферосидерита, фосфатизированной глинистой породы и обломков аммонитов и белемнитов. Мощность этих конгломератовых прослоев не превышает 20—30 см. Цемент глинисто-карбонатный, иногда оолитового строения. Кроме конгломерата, толща содержит прослои мощностью до 0,1 м, обогащенные ракушечным детритусом.

Выше алевролитовая толща сменяется небольшой характерной пачкой песчаных ожелезненных пород.

Темносерый, почти черный, иногда бурый или зеленовато-бурый и мелкозернистый рыхло сцементированный песчаник содержит неправильные прослои и стяжения песчанистой мелкооолитовой железистой породы. Последняя состоит из различной степени окисленных мелких сферолитов шамозита, сцементированного гидроокислами железа и карбоната. Местами встречаются пятна фосфатного вещества, имеется примесь песчаных частиц кварца, полевых шпатов, слюд, кремнистых агрегатов и обломки фауны иглокожих, брахиопод и др.

Интересно отметить, что для всей толщи аалена Зеленчукского района чрезвычайно характерно присутствие среди обломочного (кластического)

материала зерен хлоритоида. Эта хрупкая слюда появляется внезапно, начиная с базальных слоев аалена, и выше по разрезу она устойчиво отмечается во всех без исключения породах. Сферолиты шамозита часто располагаются прослоями и образуют тонкие рудные горизонты непостоянной мощности, не превышающей 0,15—0,2 м. Как в самом песчанике, так и в рудных прослоях наблюдаются членики криноидей, обломки белемнитов, отпечатки аммонитов и тонкие линзовидные скопления органогенного детритуса и обугленных растительных остатков.

Мощность этой пачки очень непостоянна; в одной из балок у северного края сел. Нижняя Ермоловка она достигает 16 м.

Венчается разрез этих отложений небольшим горизонтом светлосерого кристаллического криноидного известняка мощностью 0,4—0,5 м, а выше располагается мощная толща темносерых, почти черных, сланцеватых глин с конкрециями сферосидерита.

Бассейн рр. Теберды и Кубани

В бассейне рр. Теберды и Кубани отложения нижнеюрского возраста изучались нами по левому берегу р. Теберды, начиная от обнажений близ сел. Н. Теберда и кончая выходами пород в районе г. Клухори и по правому склону р. Кубани, главным образом в обнажениях по балке Хумара.

Мы составили три послойных литологических разреза, при сопоставлении которых друг с другом (рис. 5) получился сравнительно-сводный разрез.

Нижнеюрские отложения делятся здесь на три литологически резко отличных комплекса, между которыми всюду устанавливается отчетливое трансгрессивное несогласие.

Нижний комплекс сложен разнозернистыми песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов, сидеритов, аргиллитов и углей.

Средний комплекс представлен разнообразными вулканогенными породами.

Верхний комплекс (по крайней мере в его нижней пачке) состоит главным образом из песчаников, богатых остатками фауны и содержащих стяжения фосфатов, новообразования железистых хлоритов, глауконита и др.

Нижний комплекс

Нижний комплекс может быть подразделен на следующие литологические свиты (см. рис. 5; снизу вверх).

1. Свита базальных конгломератов (J_1^{2pl}).
2. Свита мелкозернистых песчаников и алевролитов с прослоями сидеритов (J_1^{2pl}).
3. Свита массивных песчаников (J_1^{2pl}).
4. Свита мелкозернистых песчаников с прослоями алевролитов, сидеритов, аргиллитов и углей (J_1^{2pl+dm}).
5. Свита мелкозернистых песчаников и алевролитов (J_1^{2pl-dm}).
6. Свита массивных песчаников (J_1^{2pl+dm}).

Наиболее полный разрез этих отложений удалось наблюдать по р. Теберде. Здесь, близ сел. Н. Теберда, выступают на дневную поверхность базальные горизонты нижней юры и виден контакт их с древними породами, а по всему высокому крутому склону р. Теберды непрерывно

прослеживаются выходы пород всех перечисленных свит. Лишь самая верхняя свита (шестая) имеет здесь сильно сокращенную мощность вследствие предтоарского глубокого размыва.

Разрез, составленный по тому же левому берегу р. Теберды вблизи сел. Джингирик, интересен тем, что в нем четвертая свита содержит прослои качественных углей заметной мощности.

В балке Хумара, начиная от устья и далее вверх по течению, по правому ее склону хорошо прослеживается послойный разрез, сложенный в основном породами верхней литологической свиты (шестой).

Путем детальных минералогических исследований удалось уловить ряд особенностей, характерных для пород различных литологических свит, что позволило определенным образом сопоставить друг с другом все три описанных нами разреза и увязать их с разрезами других районов.

1. Свита базальных конгломератов

На р. Теберде, у южного края сел. Н. Теберда, обнажаются грубозернистые песчаники и конгломераты пермского возраста. На размытую поверхность этих пород налегает нижнеюрский конгломерат. В основании он содержит валунный материал (валуны слабо окатаны, диаметр их достигает 0,35 см), выше становится менее грубообломочным и переходит в крупнозернистый, несортированный песчаник, который в свою очередь сменяется кверху мелкозернистыми разностями.

Конгломерат содержит линзовидные прослои и неправильные включения песчаного материала. В состав валунно-галечного материала входят обломки кремнистых сланцев (с неясными остатками радиолярий), кварцево-слюдистых сланцев, кварцитов, кварцитовидных песчаников (из пермских отложений), кислых эффузивных пород, зерен кварца; среди песчаных зерен присутствуют те же по составу обломки и еще добавляются пластинки (перемятые, частично гидратизированные) бесцветных слюд. Встречаются фюзенизированные, сильно окисленные бесструктурные обрывки углистого вещества. Иногда они сопровождаются выделениями мутных агрегатных зерен брукита и землистой массы лейкоксена. Цементом в конгломерате служит тонко измельченный терригенный материал (в том числе и пелитоморфный гидрослюдистый), а местами гидроокислы железа (образующие тонкие пленки вокруг обломков).

2. Свита мелкозернистых песчаников и алевролитов с прослоями сидеритов

Описанные конгломераты выше постепенно переходят в песчаники, чередующиеся с алевролитом. Песчаники обычно мелкозернистые светло-серого или желтоватого цвета, тонкоплитчатые, реже толстоплитчатые, довольно однородные, с неясными растительными отпечатками, с углистой крошкой, с примесью грубозернистого материала и с мелкими гальками. В верхней части толщи появляются прослои грубозернистых песчаников, почти мелкогравийных конгломератов. Для всей описываемой толщи характерно присутствие небольшого количества конкреций и тонких прослоев сидерита.

В песчаниках встречаются неясные отпечатки фауны пелеципод.

Кластический материал песчаников не отличается разнообразием. Преобладающими компонентами среди песчаных частиц являются кварц и обломки тонкозернистых кремнистых пород; затем встречаются обломки кварцитов, кремнисто-серицитовых сланцев; очень редко отмечаются зерна

микроклина, кислых плагиоклазов и обломки основной массы кислых эффузивов; в переменном количестве присутствуют пластинки мусковита. В большинстве случаев кластические зерна, особенно кварцевого состава, не сохраняют первичного обломочного облика, а приобретают (вследствие регенерации) зазубренные очертания.

Цемент в песчаниках распределяется неравномерно: местами он выполняет поры между зернами, местами же зерна (после разрастания) вплотную соприкасаются друг с другом, сливаясь в монолитный, кварцитовидный агрегат.

Характерной особенностью пород этой свиты, отличающей ее от одновозрастных свит всех описанных выше районов (бассейн рр. Б. Зеленчука, Урупа, М. Лабы и Б. Лабы), является наличие в цементирующей массе ясно кристаллических выделений каолинита. Этот каолинит образует в песчаниках агрегатные скопления, сочетаясь при этом с другими компонентами цемента: гидрослюдистым материалом и сильно окисливщимся сидеритом. Каолинит по времени своего образования является здесь наиболее поздним. Агрегаты каолинита состоят из бесцветных пластинчатых кристаллов (размером около 0,02 мм) с отчетливой совершенной спайностью по базопинакоиду; в общей кристаллической массе каолинита встречаются отдельные червеобразно изогнутые, сильно сегментированные кристаллы.

Гидрослюды обычно присутствуют в цементе в виде пелитоморфного, терригенного материала. Сидерит образует неправильной формы агрегатные зерна и ромбовидные кристаллы и обычно сильно разложен с образованием гидроокислов железа.

Алевролиты этой серии характеризуются повышенным содержанием (по сравнению с описанными песчаниками) кластических зерен кварца, слюд и выделений сидерита. Новообразования каолинита, как правило, здесь отсутствуют. Видимо, каолинит генетически связан с циркуляцией поздних холодных растворов, для проникновения которых особенно благоприятными были пористые песчаные осадки.

Описываемая свита содержит редкие прослои и линзовидные конкреции тонкозернистых, однородных по строению сидеритов, а также редкие прослои аргиллитов. Последние состоят в основном из пелитоморфного гидрослюдистого материала, тонкочешуйчатого (новообразованного) каолинита и содержат значительное количество растительных остатков в виде фюзенизированных обрывков тканей, комочков гелеобразного органического вещества. Встречаются явные остатки нитевидной корневой системы.

3. Свита массивных песчаников

Свита представлена светлыми песчаниками, то мелко-, то крупнозернистыми, переходящими иногда в гравелистые разности. Породы либо массивные, часто с грубой разнонаправленной косой слоистостью, либо толстоплитчатые, с подчиненными прослоями тонкоплитчатых песчаников. Для всей свиты характерно наличие рассеянной мелкой окатанной гальки. На высоте 16,4 м от основания свиты лежит линзовидный прослой конгломерата мощностью 1,5 м, с диаметром галек до 0,15 м, с крупными отпечатками древесины.

По минеральному составу обломочного материала песчаники этой свиты сходны с песчаниками нижележащей свиты. Среди кластических зерен главную роль здесь играют зерна кварца, обломки кварцитов, кремнистых пород, кварцево-слюдистых и серицитовых сланцев; изредка

встречаются обломки кислых эффузивов, зерна микроклина. Слюда (мусковит) присутствует в переменном количестве; часто пластинки ее бывают перетерты.

Цементом в песчаниках служат тонко измельченный серицитовый материал и мелкокристаллический каолинит. Последний приобретает в породах этой свиты еще большее распространение, чем это отмечалось для пород нижележащей свиты. Изредка встречаются прослои, сцементированные свежим или слабо окисленным сидеритом. Местами между песчаными зернами наблюдаются агрегаты яркокрасных, часто зональных, ромбоэдрических кристаллов (псевдоморфозы по сидериту) гидрогетита.

В более мелкозернистых разностях песчаников (которые в строении свиты играют малую роль) количество окисленного сидерита в цементе заметно повышается.

4. Свита мелкозернистых песчаников с прослоями алевролитов, сидеритов, аргиллитов и углей

Мелкозернистые и алевритистые песчаники слагают основную по мощности часть свиты. Они чередуются со сравнительно редкими и маломощными (0,02—0,05 мм) прослоями глинистых алевролитов. Местами алевропесчаная свита содержит пласты каменных углей (разрез у сел. Бойня) небольшой мощности, линзовидной и неправильной формы.

Для всей свиты характерно наличие сидеритов как в форме овальных конкреций, так и в форме тонких прослоев, мощность которых достигает 0,3—0,4 м. Прослои сидеритов иногда состоят из тесно сближенных округлых и овальных конкреций.

Песчаники светлые, серые и розоватые, тонко-косослоистые, плитчатые, с мелкими и плоскими глинистыми галечниками, с тонкими глинистыми пропластками, с блестками слюды по напластованию; часто содержат обугленные растительные остатки и их отпечатки.

Среди кластических зерен песчаников, особенно алевритистых, преобладают зерна кварца; затем присутствуют обломки кремнистых пород, кварцитов и пластинки бесцветной слюды. Зерна полевых шпатов встречаются крайне редко.

В цементе песчаников и алевролитов различаются серицит, каолинит и окисленный сидерит. Последний часто в значительной степени преобладает над другими минеральными компонентами цемента. В этой свите особенно часто можно наблюдать полные псевдоморфозы гидрогетита по кристаллическим агрегатам сидерита.

Основной особенностью свиты является наличие в ней угольных пластов. Обрывки обугленных растительных остатков и измельченный угольный детрит неравномерно распределяются по всему разрезу свиты. Часто слоистые текстуры песчаных пород обусловливаются соответствующим расположением растительного материала.

В песчаниках углистые остатки обычно присутствуют в виде нацело фюзенизированных обрывков тканей. Во многих случаях эти обрывки сопровождаются бурыми сгустками тонкозернистого, почти полностью окисленного сидерита.

Алевролиты по сравнению с песчаниками обычно бывают более обогащены углистым детритом. Здесь наряду с сильно окисленными растительными остатками присутствуют неполностью ксиленизированные комочки растительной органики. Изредка встречаются полуразложенные оболочки спор.

Угольные пласты часто имеют в почве прослой углистого аргиллита. *Последний состоит из темнокоричневой (в прозрачных шлифах) основной* гумусово-глинистой массы, в которую погружены витренизированные *обрывки лигнино-целлюлозной ткани. Эта основная органо-минеральная* масса состоит из тонкокристаллического каолинита, пропитанного гумусовым гелеобразным веществом.

Угли описываемой свиты являются полуматовыми, тонкополосчатыми, сильно зольными; их подробная петрографическая характеристика дана А. В. Садковой в 1933 г.

В разрезе описываемой свиты у сел. Бойня была встречена пластовая интрузия порфирита мощностью 6,5 м. Она согласно залегает на пачке алевролитов, содержащих тонкие прослои углей. В подошве интрузии имеется тонкая железистая корка. Ниже идет уплотненный темносерый алевролит, содержащий отдельные «узелки» из гидроокислов железа; других следов магматических воздействий в этом алевролите незаметно. Видимо, внедрение интрузии сопровождалось столь невысоким повышением температуры контактирующего с ней алевролита, что присутствующие в последнем обугленные растительные остатки не претерпели заметного метаморфизма.

5. Свита мелкозернистых песчаников и алевролитов

Путем постепенного изменения состава обломочного материала и исчезновения угленосных пачек описанная угленосная свита без резкого перехода сменяется следующей свитой, породы которой несут целый ряд своих особенностей. Послойный разрез этой свиты составлен нами по обнажениям в балке Хумара, у сел. Бойня и сел. Н. Теберда.

Свита характеризуется чередованием пачек мелкозернистых песчаников и алевролитов; подчиненное значение здесь имеют прослои сидеритов; очень редки прослои аргиллитов (иногда с примазками угля).

Породы этой свиты отличаются от пород всех трех нижележащих свит иным минеральным составом обломочного материала. Это отличие легко устанавливается и по составу главных (по количеству) обломочных зерен, и по составу акцессорной примеси, т. е. тяжелых минералов (рис. 23).

Среди песчаного и алевритового материала пород этой свиты присутствуют *зерна кварца, кислых плагиоклазов, микроклина, обломки кремнистых* и кварцитовидных пород, пластинки бесцветных и зеленых слюд, хлорита; изредка встречаются обломки основной массы кислых эффузивов. Таким образом, в сравнении с нижележащими породами здесь заметную роль играют зерна полевых шпатов, появляются в значительных количествах зеленые слюды. В тяжелых фракциях (рис. 23) большое значение приобретают зерна граната (бесцветные и розоватые). Цементом в породах служат гидрослюдистый материал и в различной степени окисленный сидерит; реже встречаются в песчаниках гнездовые выделения каолинита.

В разрезе сел. Н. Теберда в описываемой свите проходит слой (мощностью около 1 м) светлосерого песчаника, содержащего обломки фауны пелеципод, иглокожих и т. д. Цемент в песчанике пойкилитового типа и относится к крупнозернистому кальциту.

Песчаники и алевролиты описываемой свиты не обладают достаточно *хорошей сортировкой (по величине) обломочного материала: в песчаниках* песчаные зерна обычно перемешиваются с алевритовыми частицами,

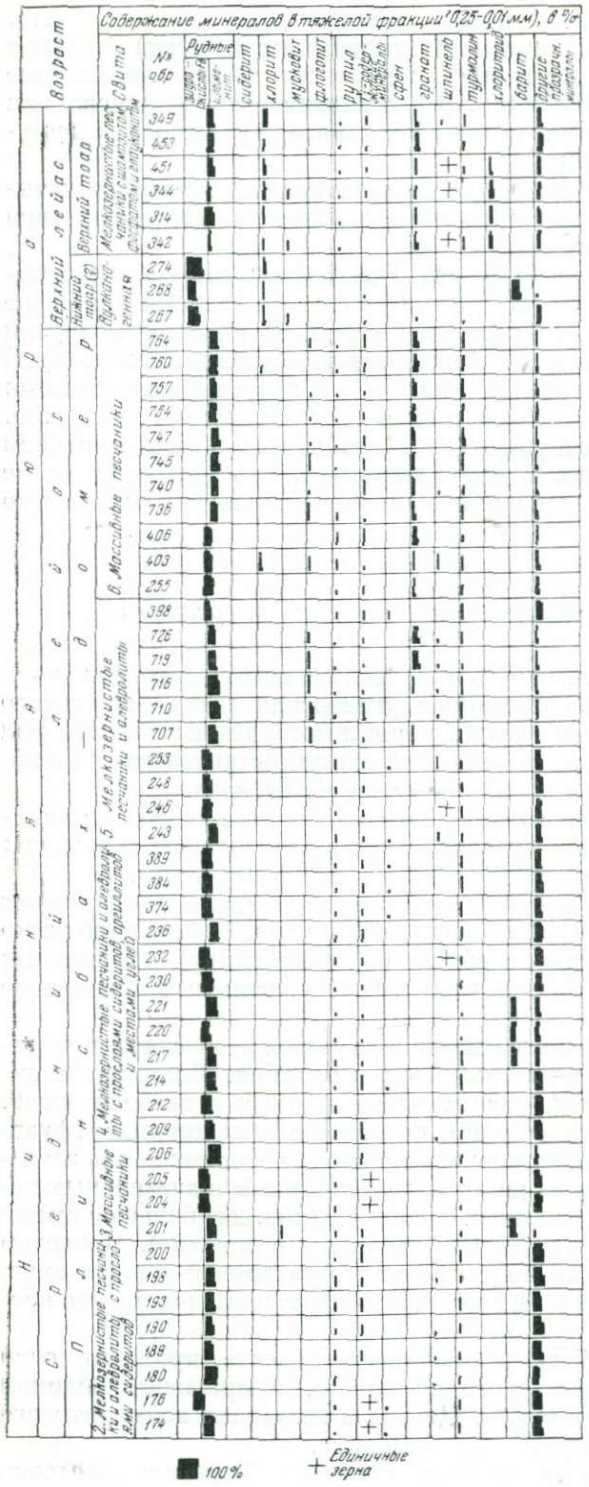

Рис. 23. Диаграмма минерального состава тяжелых фракций из пород нижнеюрских отложений бассейнов рр. Теберды и Кубани.

а в алевролитах часто имеется песчаная примесь. Песчаники нередко проявляют тонкую косую слоистость, обусловленную соответствующим расположением углистых и слюдистых частиц.

6. Свита массивных песчаников

Эта свита представлена светлосерыми средне- и *мелкозернистыми* песчаниками, массивными и грубослоистыми или толстоплитчатыми, редко тонкоплитчатыми.

Для нижней части свиты характерно наличие кварцевой гальки (в редких случаях достигающей 0,10 м в диаметре), которая либо рассеяна по всей массе песчаника, либо образует *линзовидные* прослои мощностью до 0,1—0,2 м. В песчаниках встречаются конкреции сидеритов. Они имеют сплюснутую, чечевицеобразную форму и располагаются по напластованию. На поверхности выветривания песчаников часто наблюдаются характерные пещеры выдувания, иногда достигающие 1,5 м в диаметре.

По минеральному составу песчаники этой свиты сходны с песчаниками нижележащей свиты. Сходство это хорошо отражается и в составе тяжелых фракций (рис. 23). Кластические зерна принадлежат кварцу, плагиоклазам и

микроклину, обломкам кварцитов, кремнистых и слюдисто-кремнистых пород, пластинкам зеленых и бесцветных слюд.

Цементом в песчаниках служат сидерит (иногда окисленный) и измельченный гидрослюдистый материал; в нижней части свиты встречаются в цементе гнезда каолинита. Изредка в составе цемента обнаруживается кальцит. В верхней части свиты среди песчаников начинают появляться пачки (мощностью 6—8 м) алевритистых песчаников и алевролитов.

Общая мощность свиты песчаников по разрезу в балке Хумара достигает 200 м и в разрезе у сел. Н. Теберда — около 50 м.

В районе сел. Н. Теберда песчаники с размывом перекрываются породами верхнего литологического комплекса, который начинается ожелезненным базальным конгломератом и обилием битых раковин.

Серия пород нижнего комплекса прорвана изверженными породами порфиритовой магмы в форме мощных лакколитов или пластовых залежей. Особых нарушений залегания слоев песчаника в местах внедрения интрузивов не наблюдается. Песчаники лежат спокойно, почти с тем же пологим падением, что и в местах отсутствия лакколитов. Районом особенно интенсивного развития интрузивных пород является участок, прилежащий к сел. Джингирик, где высота лакколитов достигает 450 м. Они дают отвесные скалистые обнажения, труднодоступные и покрытые мощной глыбовой осыпью.

Средний комплекс

Несколько севернее сел. Н. Теберда, на водоразделе рр. Теберды и Джингирика, породы нижнего песчаного комплекса перекрываются отложениями вулканогенного комплекса (непосредственного контакта не видно).

В основании последних располагается пластовая интрузия плагиоклазового порфирита, обнажающаяся по вертикали с перерывами на протяжении не менее 24—25 м. Выше располагается мощная серия туфогенных пород: туфов, туфоагломератов и туфобрекчий. Обычно эти образования представляют собой темнозеленую, иногда лиловатую породу, при выветривании приобретающую серо-зеленую окраску. То более, то менее крупные обломки порфирита округлой или угловатой формы сцементированы мелким неоднородным туфогенным материалом. В тех случаях, когда цемент этих пород не очень прочен, включения округлых порфиритовых обломков резко выдаются на поверхности обнажения, иногда достигая 0,5—0,6 м в диаметре. В районе сел. Н. Теберда эти образования залегают в форме плоских покровов с отвесными обрывами по краям. Севернее, в районе сел. Джингирик и г. Клухори, эти породы отличаются несколько более светлой окраской, более угловатой формой обломков, меньшей прочностью цемента. На левом берегу р. Теберды, у ее устья, подобные породы слагают водораздельный хребет, обнажаясь в форме островершинных пик, резко выступающих на склоне левобережья р. Теберды. Мощность вулканогенного комплекса в районе сел. Н. Теберда равна 44—45 м, у устья р. Теберды превышает 100—150 м, в других же участках — 300—350 м.

П. И. Лебедев (1930 г.), описывая строение горы Шаоны (левый берег р. Кубани у сел. Коста-Хетагурово), отмечает два порфиритовых покрова, разделяющихся между собой брекчией. «Верхний пласт г. Шаоны (мощность 65 м), представляющий остаток более позднего излияния, отделен от более мощного нижнего эффузивного пласта значительным слоем обломочных вулканических образований».

Эти «соотношения между пластами и покровами изверженных пород, с одной стороны, и песчаниковыми образованиями юрского возраста,— с другой», заставляют автора предполагать повторные излияния основной магмы на песчаные толщи, что сопровождалось образованием изверженных брекчий и туфовых пород.

Верхний комплекс

Нижние горизонты верхнего комплекса слагают вершину водораздельного хребта р. Теберды и ее притока р. Джингирика и обнажены плохо. Немного севернее по тому же водоразделу эти породы трансгрессивно перекрываются вулканогенным комплексом.

По нашим наблюдениям, в основании разреза этих отложений к юго-западу от сел. Джингирик, у вехи с отметкой 1538,5 м залегает конгломерат, состоящий из галек (диаметром до 1 м) порфирита, подстилающих туфогенных пород и песчаника белого, зеленого и желтоватого цвета. Цемент конгломерата состоит из мелкообломочного материала, иногда обогащенного углистой крошкой и даже содержащего обугленные растительные остатки. Мощность этого конгломерата непостоянна, колеблется от 1,5 м до полного исчезновения.

Выше в описываемом разрезе располагается темная, иногда зеленоватая конгломератовидная порода резко иного облика. Она состоит из округлых известково-песчаных конкреций, в отдельных случаях достигающих 5 см в диаметре, мелких округлых стяжений сидерита, фосфорита, железистых оолидов, обломков фауны (белемниты, аммониты, пелециподы) и железисто-карбонатного цемента. Скопления мелких обломков фауны образуют линзовидные прослои детритуса; последний в некоторых разрезах играет значительную роль в цементе. Нижняя поверхность пласта очень неровная. Мощность его колеблется от 1 до 1,5 м.

Эта порода перекрывается пачкой тонко- или среднезернистых плитчатых песчаников, известковистых, иногда железисто-карбонатных, плотно сцементированных, буровато-желтого или буровато-зеленого, иногда табачного цвета. В верхней части обнаженной пачки песчаников встречаются тонкие прослои алевролитов. Песчаники содержат значительное количество остатков фауны, обломки которой иногда пигментированы глауконитовой массой.

Кластический материал песчаников принадлежит зернам кварца, кислых плагиоклазов, микроклина, пластинкам мусковита, биотита, хлорита, обломкам кварцитов, кремнисто-серицитовых пород и др. В тяжелой фракции всегда присутствует хлоритоид (который совершенно не встречается в породах нижнего литологического комплекса), гранат и др. Песчаники часто содержат оолитовые образования буровато-зеленого шамозита. Цемент в породах бывает различным. Обычно он принадлежит гидроокислам железа и кальциту. Первый образует прерывистые оболочки вокруг обломочных зерен, а также выделяется в виде неправильных пятен. Кальцит пропитывает всю породу, придавая ей пойкилитовую структуру. В участках цемента, богатых гидроокислами железа, оолиды шамозита бывают почти или даже нацело окислены. Реже главной цементирующей массой служит побуревший железистый хлорит; в отдельных участках породы в цементе выделяется фосфатное вещество. Последнее также нередко замещает карбонат фаунистических остатков.

Интересно отметить, что в одном из обнажений описываемой песчаной пачки имеется слой песчаника, содержащего глауконит. Глауконит

яркозеленый, тонкоагрегатный, замещает фаунистические остатки, выполняет полости, пигментирует карбонатные обломки.

До сих пор на исследованной нами территории ни в одной породе лейасового возраста глауконит не был обнаружен.

III. АНАЛИЗ ФАЦИЙ И ИСТОРИЯ НАКОПЛЕНИЯ ЛЕЙАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Основываясь на имеющемся у нас материале, мы попытались подойти к разрешению некоторых вопросов генезиса и истории накопления отложений лейасового возраста исследованной территории.

Изучение в породах ряда так называемых первичных генетических признаков, которые в какой-то мере отражают условия седиментации и диагенеза осадков, позволило нам все породы лейасового возраста распределить между тремя основными группами фаций. Каждая группа фаций включает в себя и более дробные подразделения и объединяет несколько литологических типов осадков, близких, однако, по условиям накопления осадочного материала.

Мы выделяем здесь следующие группы фаций.

I. Группа фаций неритовой области моря:

а) фации мелководья вблизи архипелага;

б) фации мелководья в участках, удаленных от берега и со слабой подвижностью вод.

II. Группа фаций литоральной области моря:

а) фации зон, переходных от литоральной к неритовой области;

б) фации береговой зоны.

III. Группа фаций периодически заболачиваемого морского побережья.

Неритовой областью мы считаем ту часть морского дна, которая простирается от уровня отлива и имеет своим пределом глубины, не превышающие 200 м. Литоральная область охватывает ту часть морского дна, которая находится в зоне приливов и отливов и может обнажаться во время отливов.

Мы составили для изученной территории схематический фациальный профиль (рис. 1) в направлении северо-запад — юго-восток. Профиль построен по сводным разрезам лейасовых отложений для каждого из районов рр. М. Лабы, Б. Лабы, Урупа, Б. Зеленчука, Теберды и Кубани. При увязке между собой этих сводных разрезов мы приняли за горизонтальную линию подошву верхнеааленской серии пород, которая лежит трансгрессивно и с угловым несогласием на выровненной поверхности неравномерно перед тем размытой толщи лейаса. На профиле даны в колонках разрезов литологические типы пород в их стратиграфической последовательности, а между колонками обозначены различной штриховкой группы фаций, с которыми генетически связаны те или иные литологические типы пород.

На составленном профиле отчетливо выявляются определенные закономерности в пространственном сочетании фациальных групп пород в пределах одного стратиграфического горизонта и в смене этих групп во времени.

Нижнеюрские отложения покрывают размытую поверхность сильно складчатого комплекса пород палеозоя и триаса и не всюду начинаются одним и тем же стратиграфическим горизонтом. В западных районах наших исследований, в бассейнах рр. М. Лабы и Б. Лабы, в основании нижнеюрской серии залегает наиболее древняя свита пород, возраст которой связывается с концом лотарингского и началом плинсбахского времени.

Породы, слагающие эту свиту, относятся нами по условиям накопления материала к группе фаций неритовой области и именно к фациям моря небольших глубин вблизи архипелага.

Следующий выше стратиграфический горизонт обнимает период времени от плинсбаха до домера включительно. На описываемом профиле видно, что этот период знаменует собой расширение и дальнейшее развитие морской трансгрессии. Море затопило новые участки суши, которые перекрылись уже отложениями плинсбахского яруса.

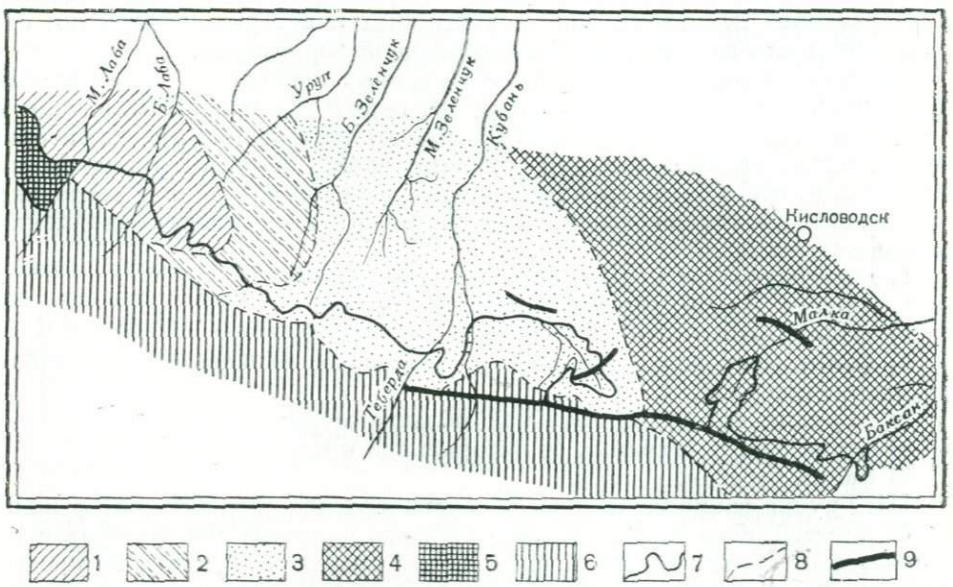

Рис. 24. Схема распространения фациально-литологических комплексов отложений среднего лейаса северо-западного склона Кавказа.

1— преобладающее развитие фаций неритовой области; *2*— развитие перемежающихся фаций неритовой и литоральной областей; *3*— фации зоны, переходной от литоральной к неритовой области, с преобладанием осадков береговой зоны и заболоченного побережья в районе рр. Теберды и Кубани; *4*— область отсутствия отложений среднего лейаса; *5*— триас; *6*— палеозой; *7*— современная граница выходов палеозоя; *8*— предположительная граница различных областей; *9*— наиболее крупные дизъюнктивные нарушения.

В районе современных бассейнов рр. М. Лабы и Б. Лабы (рис. 24) усиление трансгрессии выразилось в смене фаций неритовой области небольших глубин фациями более глубоких частей той же области моря. К юго-востоку, на территории бассейна р. Урупа, происходила частая смена фаций неритовой и литоральной областей. На территории современного бассейна р. Б. Зеленчука удерживалось господство фаций зоны, переходной от литоральной к неритовой области. На территории рр. Теберды и Кубани в этот период не существовало устойчивого преобладания тех или иных фациальных условий. Здесь происходила частая смена различных фаций береговой зоны моря и заболоченного побережья. Только, вероятно, в домерском веке и на этой территории твердо установился морской режим: началось накопление мощной толщи песчаных осадков, связанных своим происхождением с фациями литоральной области в зоне, переходной к неритовой.

В районе между долиной р. Малки и г. Кисловодском в среднем лейасе был участок суши.

Отсутствие в прилежащих к нему районах толщ грубообломочных пород соответствующего возраста, появление которых обычно обусловливается расчлененностью рельефа разрушаемого участка, говорит о том, что эта суша обладала низменными берегами и сглаженными формами рельефа, почти достигшего профиля равновесия, т. е. здесь существовали условия, которые, как известно, являются благоприятными для скопления в прибрежной части бассейна растительного материала. Естественно предположить, что подобные условия существовали вдоль всей береговой зоны этого приподнятого участка. Можно отметить существование сходных фациальных условий при образовании осадков близкого возраста и к востоку от отмеченного приподнятого участка — в районе рр. Уруха и Ардона, где среднелейасовый возраст отложений, содержащих уголь и углистые сланцы, подтверждается палеонтологически.

Таким образом, в расположении осадков среднего лейаса, при движении от долины р. Малки на северо-запад, мы видим стройную картину смены различных фаций. Полуконтинентальные условия накопления железных руд Малки сменяются прибрежными песчано-угленосными фациями литоральной области рр. Теберды и Кубани, песчаными и песчано-глинистыми накоплениями переходной и неритовой области рр. Б. Зеленчука, Урупа и, наконец, мощными толщами алевролитовых пород с сидеритами глубоких частей неритовой области рр. Б. Лабы и М. Лабы.

В начале нижнетоарского времени произошли мощные тектонические движения, которые вывели описываемую часть морского бассейна из зоны осадконакопления, а затем обусловили и частичный размыв накопленных отложений. Эти колебательные движения, приподнявшие данный участок земной коры даже в пределах столь незначительной площади, проявили себя по-разному. Область бассейна рр. Б. Лабы и М. Лабы испытала большее поднятие по сравнению с районом р. Урупа. Об этом говорит меньшая в первом случае мощность среднего лейаса, испытавшего здесь более интенсивный размыв перед отложением тоара. Континентальный перерыв существовал, повидимому, в течение всего нижнего тоара, так как почти на всей исследованной нами площади нигде не были обнаружены горизонты нижнетоарского возраста. Однако есть некоторые основания предполагать (К. Н. Негадаев-Никонов, 1948 г.; Вадим Пермяков, 1953 г.), что на юго-востоке в районе современных рр. Теберды и Кубани в это время накапливался пирокластический материал, который был связан с вулканической деятельностью, проявлявшейся и в непосредственной близости (Тебердинский лакколит), и на территории Дигории, и в ряде других мест Северного Кавказа.

К началу верхнего тоара вся описываемая область снова претерпела значительное опускание, которое вызвало морскую трансгрессию. Это начавшееся в верхнем тоаре опускание продолжалось в течение всей верхнелейасовой эпохи, охватив, таким образом, и время формирования нижнеааленских отложений.

Как видно на составленном нами профиле (рис. 1), верхнелейасовая трансгрессия в районе рр. Б. Лабы, М. Лабы и Урупа началась накоплением песчаных осадков, которое происходило в береговой зоне литоральной области моря. При этом на участке современного бассейна р. Урупа осадки этой зоны через некоторое время стали чередоваться с несколько более глубоководными осадками литоральной зоны, и появились даже фации переходной зоны от литоральной области к неритовой.

Дальнейшее развитие трансгрессии привело к смене фаций литоральной области фациями неритовой области. Начали образовываться

алевритовые и пелитовые осадки, которые слагают отложения верхней свиты верхнего тоара и всю свиту нижнего аалена.

На территории бассейна р. Б. Зеленчука отложения верхнелейасового моря не уцелели от последующего предверхнеааленского размыва (рис. 25).

В бассейнах рр. Теберды и Кубани фаунистически доказано существование верхнетоарских песчаных отложений (мощность 30 м), которые залегают с размывом на разных горизонтах среднего лейаса (и нижнего тоара?). По условиям своего образования эти отложения тяготеют к фа-

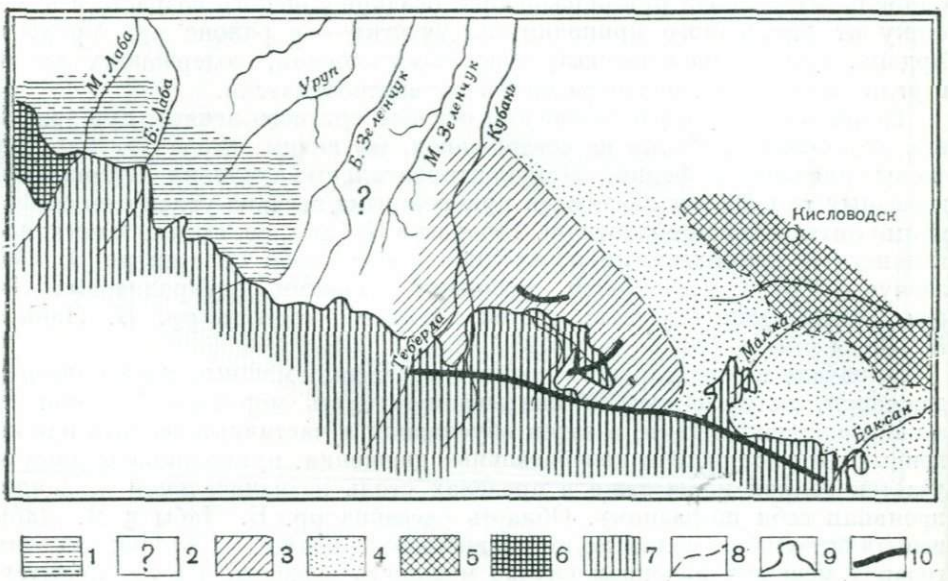

Рис. 25. Схема распространения фациально-литологических комплексов отложений верхнего тоара северо-западного склона Кавказа.

1 — развитие в основании разреза осадков береговой зоны литоральной области; позднее преобладание более глубоководных осадков литоральной области; *2* — область, где тоар отсутствует вследствие размыва; верхнийаален ложится непосредственно на средний лейас; *3* — фации небольших глубин неритовой области; *4* — чередование осадков неритовой и литоральной областей с широким развитием в основании осадков береговой зоны и заболоченного побережья; *5* — область отсутствия отложений верхнего лейаса; *6* — триас; *7* — палеозой; *8* — условная граница различных фациальных областей; *9* — современная граница размыва палеозоя; *10* — наиболее крупные дизъюнктивные нарушения.

циям небольших глубин неритовой области. К сожалению, в настоящее время у нас нет еще данных для решения вопроса о том, с какой частью верхнетоарского разреза других районов (бассейн р. Урупа и пр.) можно стратиграфически увязать верхнетоарские отложения Тебердино-Кубанского района.

К юго-востоку, в среднем течении р. Баксана, средний лейас отсутствует. Здесь непосредственно на палеозой налегают отложения верхнего тоара, представленные в нижней части песчаниками с прослоями алевролитов и угля, в верхней — алевролитами с небольшими прослоями песчаников и с конкрециями пирита, фосфорита, сидерита. Таким образом, на участке междуречья рр. Малки и Баксана в начале верхнего тоара существовали условия, близкие к господствовавшим в прилегающих районах в среднем лейасе, т. е. условия, которые способствовали накоплению растительных остатков, давших впоследствии залежи угля. Позднее

здесь установились мелководные условия, связанные с наличием приподнятого участка дна, непосредственно прилегавшего к расположенной севернее суше, которая и служила источником сноса обломочного материала для располагавшегося южнее геосинклинального прогиба.

Весь изложенный выше материал показывает, что на изученной нами территории в среднелейасовую эпоху существовали две области с различным режимом: с одной стороны, на западе находилась область с преобладанием прогибания, расположенная ближе к осевой части геосинклинального бассейна Большого Кавказа; с другой стороны, на востоке находилась область, где в основном господствовали положительные движения и которая являлась окраиной большого участка суши, расположенной севернее.

Естественно предположить, что именно к зоне, промежуточной между этими двумя областями,— к зоне наибольшего растяжения, поперечной по отношению к простиранию Кавказа, и приурочена цепь вулканических очагов, с проявлением которых связано развитие вулканической деятельности, сопровождавшейся и интрузиями в нижнеюрскую эпоху (р. Теберда). Предположение о наличии связи вулканизма верхнего лейаса с поперечными разломами для того же района было высказано М. В. Муратовым еще в 1945 г.

В конце нижнего аалена вся исследованная нами территория начинает подниматься, седиментация временно прекращается; вслед за тем развиваются процессы размыва выведенных из-под уровня морских вод осадочных накоплений.

Наиболее приподнятым участком оказался здесь район р. Б. Зеленчука, где была уничтожена эрозией вся серия осадков верхнего лейаса.

К началу верхнего аалена снова наблюдается опускание, море затопляет всю описываемую территорию, и начинают отлагаться богатые фауной известково-песчаные осадки верхнего аалена, изучение которых уже не входило в нашу задачу.

Перейдем к характеристике тех сохранившихся в породе генетических признаков, которые могут осветить некоторые условия накапливания первичного осадочного материала. Описание изложено последовательно для каждого стратиграфического горизонта.

1. Генетические признаки пород лотарингского яруса

Породы лотарингского яруса на исследованной территории имеют весьма ограниченное распространение. Они слагают самую древнюю свиту нижнеюрских отложений в бассейнах рр. М. Лабы и Б. Лабы. Свита представлена в основном плитчатыми, мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками.

Характерные особенности этих пород следующие.

1. Базальный слой имеет непостоянную и малую мощность и представлен конгломератами, песчаниками с примесью галек, песчаниками с линзами ракушечников или скоплениями железистых оолидов. Все эти разнообразные по составу осадки быстро и незакономерно сменяют друг друга по простиранию.

2. Песчаники, слагающие главную часть свиты, являются внизу среднезернистыми с примесью галек, а кверху постепенно становятся все более мелкозернистыми; падает примесь галечного материала. Эта общая закономерность иногда нарушается, и тогда в разрезе появляются прослои или крупнозернистого грубообломочного материала, или, наоборот, тонкозернистых известняков.

3. Минеральный состав песчаного материала отличается высоким содержанием обломочных зерен магнетита и хромовой шпинели (количество их иногда превышает 10% всей массы кластического материала). Эти рудные зерна располагаются в породах неравномерно, вследствие чего проявляется прерывистая, косая, неправильная микрослоистая текстура. Последняя наблюдается внутри отдельных песчаных слоев, которые строго ограничены параллельными плоскостями, и на выходах при расколе эти слои дают плитчатую щебенку.

4. В состав гравийно-галечного материала базальных слоев входят главным образом продукты дезинтеграции непосредственно подстилающих эти слои триасовых и палеозойских пород. В составе терригенных зерен песчаников основной части свиты различаются преимущественно минеральные обломки из гранитных пород и продукты разрушения змеевиков. К последним относятся хлорит, магнетит и шпинель.

5. Песчаники богаты аутигенными минеральными образованиями; наиболее обычные из них — хлорит, фосфат, кальцит, гидроокислы железа, пирит и титансодержащие минералы из группы анатаза и брукита.

Х л о р и т является главной составной частью цементирующей массы песчаников; кроме того, он иногда образует зональные оболочки вокруг различных обломочных зерен, а также присутствует в виде обломочных зерен среди песчаного материала. Интересно отметить, что в последнем случае хлорит представлен то в виде отдельных пластинок, то в виде тонкочешуйчатого агрегата, в котором нередко заметны реликты петельчатой структуры серпентинита (в верхних горизонтах свиты среди обломочного материала начинают появляться уже и нехлоритизированные обломки змеевика).

Ф о с ф а т образует конкреционные стяжения и неправильные выделения, главным образом в тех слоях песчаников, где скапливаются обломки раковин и в цементе имеется кальцит. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что фосфатное вещество представляет прекрасный консерватор растительной органики. В фосфатной массе часто встречаются обрывки листьев и древесные остатки, захороненные в ней почти без признаков углефикации; при этом сохраняется клеточное строение тканей, прекрасно заметен дифференцированный состав лигнино-целлюлозного вещества, слагающего стенки клеток, и т. д. Обычно с фосфатом и растительными остатками ассоциируют кальцит и пирит. Кальцит проникает по трещинкам (возникшим при дегидратации коллоидального фосфата в одну из стадий диагенеза) в фосфатную массу и выполняет полости в клеточных тканях растительных обрывков. Пирит заполняет ядра отдельных клеток, а местами пропитывает и стенки клеток.

К а л ь ц и т является вторым после хлорита минеральным компонентом в цементе песчаников. Особенно богат кальцитом цемент базальных слоев песчаников. Нередко в песчаниках встречаются караваеобразные карбонатные стяжения с пойкилитовой структурой, в которых отчетливо продолжается слоистая текстура песчаника.

На основании перечисленных (конечно, далеко не полных) основных характерных особенностей пород лотарингского яруса можно сделать ряд генетических выводов.

Морская трансгрессия лотарингского века характеризуется быстрым развитием. На территорию современных бассейнов рр. М. Лабы и Б. Лабы море наступило внезапно, затопив еще не вполне снивелированную поверхность суши; это обусловило появление целого архипелага мелких островов. Неровности морского дна обусловили одновременное существование на близких расстояниях различных фациальных условий седимен-

тации; это привело к непостоянству и пестроте состава базального горизонта описываемой свиты. Береговая зона моря вследствие нарастающих темпов развития трансгрессии быстро сменилась зоной, несколько более удаленной от берега; стала накапливаться основная часть свиты. При этом уменьшение вверх по разрезу размеров обломочных зерен песчаников свидетельствует о постепенном углублении этой части бассейна, а появление прослоев с более грубым материалом, а также известковых прослоев говорит о кратковременных изменениях темпов этого углубления и местных условий осадконакопления.

Источниками сноса для базальных слоев являлись расположенные здесь же островные возвышенности. При накоплении осадков основной части свиты, вероятно, эти островки, были уже размыты и снивелированы и материал сносился с несколько более удаленных участков суши. Однако эти материнские породы располагались в общем близко, и обломочный материал не претерпевал длительного переноса. Близость источников питания сказалась прежде всего в том высоком содержании тяжелых минералов (магнетит и шпинель), которым отличаются породы всей свиты. Достаточная подвижность водной среды (обусловленная небольшими глубинами, наличием течений, действием волн и т. д.) обеспечивала нормальный рост оолитовых образований, а также перераспределение по удельному весу обломочных зерен: возникали микрослоистые текстуры осадков, созданные послойным расположением тяжелых минералов.

Как уже отмечалось выше, одним из главных источников сноса осадочного материала были древние серпентиниты. В первую очередь размывалась покрывавшая их кора выветривания. Последняя и обеспечила поступление в бассейн обильного количества мелкообломочного материала и тонкого шламма, состоявшего, в частности, из хлоритизированного серпентинита, окислов и гидроокислов железа и др. Неизмененные змеевики дали обломки свежего или едва затронутого выветриванием (хлоритизацией, окислением) змеевика, которые встречаются среди песчаного материала в верхних горизонтах свиты. Из зоны коры и неизмененного серпентинита произошли обильные накопления хромовой шпинели и магнетита в песчаных осадках лотарингского яруса. Однако, кроме этих механических продуктов, в бассейн поступали в большом количестве истинные и коллоидальные растворы железа, магния, кремния и других компонентов, возникшие при химическом разложении змеевиков и их коры выветривания. Эти продукты в основном и послужили материалом для синтеза в осадках лотарингского моря железистых хлоритов типа шамозита.

В придонной части осадка и в самом илу господствовали, очевидно, условия низкой концентрации водородных ионов (pH $= 8-9{,}5$), которые благоприятствовали образованию кальцита и хлорита. Некоторый дефицит кислорода создавал условия для возникновения силиката, содержащего наряду с окисным и закисное железо.

В местах скоплений остатков животной органики помимо хлорита и кальцита в условиях той же щелочной среды шло образование фосфата кальция. Надо заметить, что нигде среди этих минеральных новообразований не были обнаружены нами сидерит, сингенетичный кальцит, хлорит и фосфат кальция; это, очевидно, объясняется тем, что для выпадения в осадок сидерита необходимы высокое парциальное давление углекислоты, а также кислая (pH $= 6-6{,}5$) среда.

Исходя из всего изложенного, мы делаем попытку связать осадки свиты лотарингского яруса с группой фаций неритовой области небольших глубин вблизи архипелага.

2. *Генетические признаки пород плинсбахского и домерского ярусов*

Отложения, охватывающие по возрасту плинсбахский и домерский ярусы, пользуются повсеместным развитием на исследованной нами территории и представлены различными по условиям образования осадками. В бассейнах рр. М. Лабы и Б. Лабы отложения этого возраста представлены монотонной свитой глинистых алевролитов и аргиллитов, содержащих подчиненные прослои песчаников (с глинистым и известковистым цементом), тонкозернистых сидеритов и изредка прослои органогенных известняков.

Характерными особенностями глинистых и алевритовых пород этой свиты являются следующие.

1. Алевритовый и пелитовый материалы распределены в породах неравномерно: в аргиллитах присутствуют гнездовые скопления алевритовых и песчаных частиц, а в алевролитах наблюдаются неправильные по форме участки пелитоморфного сложения.

2. Глинистая часть пород принадлежит тонкочешуйчатому гидрослюдистому материалу. Последний присутствует как в виде тонко измельченного терригенного компонента, так и в виде раскристаллизовавшихся на месте (из гидрогелей) оптически одинаково ориентированных чешуек.

3. В породах всегда присутствует тонко распыленный углистый детрит (обычно в форме обрывков ксилена), который, вероятно, и придает им темную окраску. Кроме того, наблюдаются хлопьевидные выделения гумусового гидрогеля. Часто встречаются сгустки тонкозернистого сидерита. Изредка в породах сохраняются известковые остатки раковин.

Мы связываем образование подобных осадков с неритовой областью моря в участках таких глубин, где степень подвижности водной среды была в общем достаточной лишь для перемещения мелкоалевритового материала. Более или менее крупные песчаные частицы заносились сюда эпизодически (возможно, это были отголоски бурь, штормов и других проявлений морской стихии). Появление же песчаных прослоев указывает на более систематическое поступление сюда песчаного материала, что, вероятно, было уже следствием смещения фаций вглубь моря (под влиянием изменения скорости опускания этого участка морского дна). Скорость осаждения алевритового и пелитового материалов была, очевидно, невелика. На поверхности осадка (и на некотором расстоянии вглубь его) развивалась жизнь. Илоядные и другие ползающие животные «пропахивали» свежий илистый осадок и тем самым еще больше усугубляли и без того неравномерное распределение в нем алевритового и пелитового материалов. Вследствие достаточной глубины моря наряду с относительно слабой подвижностью водных масс в илу наблюдалось господство восстановительных условий. Процессы разложения органического вещества могли повышать парциальное давление углекислоты. В условиях же дефицита кислорода, в среде, подкисленной органическими кислотами, создавались необходимые условия (pH опускался до 6,5) для образования сидерита.

В бассейнах рр. Урупа и Б. Зеленчука в отложениях плинсбах-домерского времени большое значение приобретают осадочные образования, связанные своим происхождением с фациями зоны, переходной от литоральной к неритовой области. В бассейне р. Урупа этот тип осадков еще часто перемежается в разрезах с только что описанным типом осадков неритовой области, а в бассейне р. Б. Зеленчука в строении разреза принимают участие почти исключительно осадки литоральной области и преимущественно краевой зоны, переходной к неритовой.

Осадки этой зоны представлены в описываемых разрезах в основном средне- и мелкозернистыми песчаниками, иногда переходящими в алевритовые песчаники и алевролиты.

Характерными особенностями этих песчаных пород являются следующие.

1. Песчаники мелко- и среднезернистые содержат рассеянную мелкую гальку (глинистых пород, кварца); в них часто встречаются линзовидные скопления гравийно-галечного материала и прослои конгломератов.

2. Породы плитчатые: слои мощностью 0,8—1 м среднезернистых песчаников перемежаются со слоями мощностью 0,10—0,15 м мелкозернистых песчаников; имеются прослои и более тонкоплитчатых, листоватых разностей. Внутри этих параллельно ограниченных слоев наблюдается мелкая неправильная, прерывистая и косая (направленная под разными углами и в разные стороны) тонкая слоистость, обусловленная обычно расположением линз более крупнозернистого песчаного и гравийного материалов.

3. Состав обломочного материала полимиктовый. Наиболее распространенным типом цемента является тип регенерационный, когда обломочные зерна, разрастаясь, сливаются в прочный монолитный агрегат. В цементе присутствуют также гидроокислы железа, сильно окисленный сидерит. В наиболее мелкозернистых песчаных слоях цементом служат тонко измельченный гидрослюдистый, хлоритовый и прочие материалы.

4. Породы бедны минеральными новообразованиями. Среди последних можно отметить кварц (в виде регенерационных каемок вокруг песчаных зерен), сидерит (сильно окислившийся), гидроокислы железа и титансодержащие минералы (группа брукита).

Перечисленные выше особенности песчаных пород позволяют связать их по происхождению с осадками, которые образовались в зоне постоянных волнений и достаточной силы течений. Создавшаяся этими факторами подвижность водной среды обусловливала появление косой, неправильной слоистости, не допускала выпадение в осадок алевритовых и еще более мелких частиц (тем самым освобождала песчаный материал от более тонко измельченной терригенной примеси) и обеспечивала постоянный доступ к осадку свободному кислороду.

Процессы минеральных новообразований в придонной части и поверхностных слоях песчаного ила шли с трудом.

Среди отложений плинсбах-домерского возраста, развитых в бассейне рр. Теберды и Кубани, можно выделить по крайней мере три основных генетических типа осадочных образований: осадки береговой зоны моря, осадки заболоченного морского побережья и осадки переходной зоны от литоральной к неритовой.

С фациями береговой зоны моря связаны своим происхождением конгломераты и песчаники нижних трех литологических свит Тебердино-Кубанского района.

Характерные особенности пород, относящихся к фациям береговой зоны, следующие.

1. Конгломераты, залегающие в основании разреза, являются грубообломочными, содержат, кроме разнообразных по величине галек и песчаных частиц, валунный материал. Имеются линзовидные прослои и вмытые, неправильной формы участки песчаного материала. Песчаники разнозернистые, плохо сортированные, содержат линзы конгломератов, гравийного материала и беспорядочно рассеянную гальку.

2. Обломочный материал песчаников и конгломератов состоит главным образом из кусков слюдистых кварцитов, кремнистых пород (иногда с ре-

ликтами радиолярий), зерен кварца и пластинок мусковита. Обращает на себя внимание почти полное отсутствие в этих породах обломочных зерен полевых шпатов.

3. В цементе песчаников и конгломератов большую роль играют гидрогетиты, которые развиваются чаще всего по сидериту, и нередко можно видеть полные псевдоморфозы их по ромбоэдрам карбоната. Местами цемент относится к регенерационному типу: зерна разрастаются, приобретают зазубренные очертания и по извилистым линиям плотно смыкаются друг с другом. Основной же особенностью этих пород, отличающих их от песчано-конгломератовых пород других фациальных групп, является наличие аутигенных образований тонкопластинчатого каолинита.

Группа фаций, с которой генетически связаны 4-я и 5-я литологические свиты, выделенные нами в бассейне рр. Теберды и Кубани, относится к группе заболоченного морского побережья.

Здесь в стратиграфических разрезах мы наблюдаем многократное чередование алевритовых и песчаных осадков с осадками алевритистых аргиллитов, иногда сопровождаемых пластами углей.

Характерные особенности этой группы фаций:

1. Песчаники мелкозернистые с рассеянной мелкой галькой, с тонкими глинистыми пропластками, косослоистые. По составу обломочного материала они сходны с песчаниками нижележащих свит. В цементе присутствуют окисленный сидерит (и гидрогетиты) и новообразованный мелкочешуйчатый каолинит, который дает гнездовые выделения (образовался позднее, чем сидерит и гидрогетиты). В песчаниках присутствуют фюзенизированные комочки растительной органики и встречаются отпечатки листьев и древесины.

2. Алевролиты обогащены сильнее, чем песчаники, углистыми остатками (здесь же имеются и ксиленизированные частицы), слюдистым материалом и выделениями сидерита (который здесь менее окислен). Новообразованные гнезда каолинита в алевролитах почти не встречаются.

3. Аргиллиты темносерые от присутствия распыленного углистого материала; состоят из пелитоморфных гидрослюдистых частиц и тонкокристаллического каолинита; содержат большое количество ксиленизированных растительных остатков; встречаются реликты нитевидной корневой системы.

4. Пласты углей в почве имеют слой углистого аргиллита, а в кровле обычно залегает песчаник.

Мы не имели возможности провести детальный анализ фаций угленосных свит Тебердино-Кубанского участка. Поэтому в настоящей работе можем дать только весьма краткое и очень общее представление об условиях накопления осадков этой части разреза.

Песчаники и алевролиты произошли из осадков, которые образовывались в морском заливе, изолированном от сильных волнений и течений. Этот залив, вероятно, омывал приморскую заболоченную низменность. Болота побережья то были настолько обводнены, что в них шло накопление пелитового и даже алеврито-пелитового материалов, то становились более застойными, превращались в торфяники. Частые изменения береговой линии вызывали смещения фаций то в сторону берега (и тогда болотные отложения перекрывались песчаными осадками прибрежной зоны моря), то отходили вглубь моря: песчано-алевритовые морские осадки сменялись болотными.

Как уже было сказано выше, одной из особенностей пород угленосных свит, а также подстилающих их песчаных свит (связанных с фациями береговой зоны) является наличие новообразованных агрегатных скопле-

ний каолинита. Кроме того, каолинит в виде тонкокристаллической, слабо раскристаллизованной массы входит в состав аргиллитов, сопровождающих угольные пласты.

Совершенно очевидно, что появление в породах каолинита имеет прямую связь с угленосностью вмещающих каолинит отложений. Эта связь не вызывает никаких сомнений, когда мы наблюдаем присутствие каолинита в аргиллитах (болотного происхождения), подстилающих угольные пласты. Вопрос этот много раз освещался в литературе.

Образование каолинита в песчаниках и конгломератах происходило в одну из последних стадий цементации обломочного материала, так как всюду, где присутствует каолинит, он выполняет пустые пространства внутри сидеритового цемента или развивается сверх пленок гидрогетита, обволакивающих кластические зерна. Возникновение каолинита, вероятно, было здесь связано с циркуляцией в осадках коллоидных растворов. Растворы, содержащие каолинит, могли произойти несколькими путями. Быстрое накопление песчаного материала приводило к захоронению в осадках обрывков растительных тканей, не успевших полностью разложиться (окислиться) в процессе седиментации. Эти растительные остатки могли затем в какие-то стадии диагенеза начать разлагаться (уже в условиях некоторого дефицита кислорода). При этом выделялись органические кислоты, повышалось парциальное давление CO_2. Создавались благоприятные условия для образования сидерита. Однако близость кислородной поверхности, которая периодически могла опускаться вглубь осадка и достигать зоны диагенетических превращений этого осадка, не допускала устойчиво благоприятных условий для существования сидерита (последний часто подвергался окислению). Освобожденные из растительных остатков органические кислоты должны были воздействовать на слюдистый и другой силикатный материал обломочных зерен, среди продуктов разложения которых мог образовываться и каолинит. Возможно также, что гумусовые и другие органические кислоты могли проникать в песчаные осадки и значительно позднее, уже тогда, когда эти осадки были перекрыты отложениями болотных фаций, которые и явились источниками этих кислот, а может быть, и источниками самих коллоидальных растворов каолинита (?).

Постепенно вверх по разрезу песчаные отложения береговой зоны моря сменились песчаными отложениями (шестая свита), относящимися по условиям своего накопления уже к фациям зоны, переходной к неритовой области. Смена эта происходила весьма постепенно. Началась она прежде всего с изменения состава обломочного материала: среди песчаных зерен стали появляться все в большем количестве микроклин, кислые плагиоклазы и хлорит, а в тяжелых фракциях появился и приобрел большое значение гранат. С этого момента описываемые песчаники и по составу, и по другим своим признакам начинают приближаться к песчаникам верхней свиты (домерский ярус) бассейна р. Б. Зеленчука.

3. Генетические признаки пород верхнего лейаса (верхнего тоара и нижнего аалена)

Верхнетоарская трансгрессивная серия пород начинается песчаными отложениями. В бассейне р. Б. Лабы мощность их значительна, а в бассейне р. Урупа эти песчаники вскоре (через 35 м от основания) начинают перемежаться с алевролитами, значение которых вверх по разрезу постепенно увеличивается.

Верхнетоарские песчаники характеризуются следующими признаками.

1. В основании они грубозернистые, плохо сортированные, содержат линзы конгломератов; иногда начинаются слоями конгломератов непостоянной мощности. Выше породы мелко- и среднезернистые с рассеянной мелкой галькой, с линзами гравия и галечника, с косой слоистостью; породы массивные; мощность отдельных слоев достигает 5 м.

2. Обломочный материал, в отличие от обломочного материала песчаных и гравийно-галечных отложений среднего лейаса, характеризуется здесь чрезвычайным однообразием. Он принадлежит в основном кварцу, обломкам кремнистых пород и кварцитов. Очень редко встречаются зерна полевых шпатов и пластинки слюд. Количество тяжелых фракций в этих породах всегда ничтожно мало и в состав этих фракций входит очень небольшое число минералов.

3. Цемент в песчаниках, главным образом типа разрастания, имеются участки, сцементированные гидроокислами железа; реже в цементе встречается карбонат. В породах часто присутствуют секреции бурого железняка.

4. Вверх по разрезу песчаники постепенно становятся все более мелкозернистыми, менее массивными и т. д. и начинают перемежаться с алевролитами.

Повидимому, песчаный материал этих пород начал накапливаться в условиях береговой зоны моря, но по мере развивающейся трансгрессии эти условия стали постепенно сменяться условиями более удаленных от берега участков седиментации; заканчивается накопление отложений нижней свиты уже в фациальных условиях зоны, переходной от литоральной к неритовой.

Верхняя свита верхнего тоара и вся свита нижнего аалена сложены алевролитами с прослоями сидеритов и мелкозернистых песчаников; все эти породы генетически связаны с осадками неритовой области, близкими по фациальным условиям с алеврито-пелитовыми осадками плинсбах-домерского возраста, которые развиты в бассейнах рр. М. Лабы и Б. Лабы.

Однако породы верхнего лейаса отличаются лучшей сохранностью фаунистических остатков и рядом других мелких особенностей. Надо заметить, что, начиная с нижнего аалена (а может быть, еще и с некоторых горизонтов верхнего тоара), среди обломочного материала тяжелых фракций из песчаных слоев этой серии пород появляются пластинчатые зерна хлоритоида. Эта хрупкая слюда никогда не встречается в терригенном материале пород среднего лейаса. Особенно же богаты обломками хрупкой слюды отложения верхнего аалена.

Из нашего краткого фациального обзора нижнеюрских отложений, развитых на исследованной нами территории, можно сделать еще два заключения. Значительные мощности песчаных осадков полимиктового состава, слагающие отложения среднего и верхнего лейаса, позволяют думать, что терригенный материал поступал в область накопления не только путем абразивной деятельности моря, но и при значительном участии речных вод.

Последнее заключение мы хотим сделать в отношении источников и направления сноса обломочного материала, хотя пока мы располагаем весьма недостаточными данными по этому вопросу, особенно для отложений верхнего лейаса. Наши наблюдения показывают, что для всей толщи среднего лейаса основными источниками сноса кластического материала были палеозойские граниты, серпентиниты, кварцевые порфиры, кремнистые сланцы, слюдистые кварциты, пермские красноцветы и триасовые

известняки и песчаники. Другими словами, это в большинстве случаев были породы, слагающие так называемый передовой палеозойский хребет, а также породы, которые слагали ближайшие к морскому бассейну области размыва.

Таким образом, при накоплении отложений среднего лейаса снос материала шел, повидимому, с юга и юго-востока.

С начала накопления среднего лейаса резко изменился состав материнских пород, питавших область накопления. В бассейн стал поступать однообразный, преимущественно кварцевый, материал. В конце верхнего тоара начал размываться какой-то комплекс метаморфических пород, который давал в обломках хрупкую слюду. Возможно, что в верхнетоарское время уже начало сказываться существование суши, которая была расположена к северо-востоку от изученного нами района и могла служить одним из источников сноса терригенного материала.

Кроме того, из изложенного выше материала видно, что на изученной территории отчетливо выявляется в отложениях среднего и верхнего лейаса зональность фаций с простиранием зон, пересекающим в северо-западном направлении общее простирание кавказской структуры. Эта зональность обусловлена наличием общего меридионального поперечного перегиба Большого Кавказа. Выявление соотношений фациальных зон со строением всей структуры Кавказа в целом и изучение таковой имеют большое значение, так как дают материал для составления карт прогноза распределения полезных ископаемых, приуроченных к описываемым отложениям нижней юры (железо, фосфор, уголь).

ЛИТЕРАТУРА

Андронов С. М. и Ильина Н. С. О юрских железорудных горизонтах Северного Кавказа. Советская геология, 1941, № 3.

Ансберг Н. А. Стратиграфо-тектонический очерк северной юрской депрессии от р. Кубани до р. Белой. Автореферат, ЛГУ, 1950.

Вялов О. С. Обзор геологического строения верхней части правобережья р. Уруп (Сев. Кавказ). Тр. Нефт. геол.-разв. инст., 1934, сер. Б, вып. 49.

Красильникова Н. А. и Смирнов А. И. Верхнелейасовые фосфориты Северного Кавказа. Тр. ГИХС, 1955, вып. 2.

Лебедев П. И. Геолого-петрографический очерк Карачая в связи с его полезными ископаемыми и минеральными источниками. Тр. Сев.-Кавк. ассоц. научно-исслед. ин-тов, Ростов-на-Дону, 1930, № 76.

Мокринский В. В., Робинсон В. Н., Мани Ф. Л., Садкова А. В. Ископаемый уголь Карачаевской автономной области. 1933.

Негадаев-Никонов К. Н. К стратиграфии нижнеюрских вулканогенных образований района фаснальских месторождений восточной Дигории. Уч. зап. Ростовск. ин-та им. Молотова, 1948, т. XI, вып. 6.

Никшич И. И. Юрские отложения бассейна р. Белой на северном склоне Кавказа. Изв. Геол. ком., 1915, т. 25, № 4.

Пермяков Вадим. Нові дані про вік вулканоиної товщі Дігорї. Геол. журн., 1953, т. XIII, вып. 2.

Пилюченко Г. Е. Краткий геологический очерк верховьев рр. Кяфара и Б. Зеленчука в Карачае. Тр. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, 1938, вып. 1.

Пилюченко Г. Е. К стратиграфии юрских и четвертичных отложений бассейнов рр. Урупа и Кубани на Северном Кавказе. Новые данные по стратиграфии и гидрогеологии Северного Кавказа. Сев.-Кавк. геол. управл., М.— Л., 1946.

Ренгартен Н. В. и Старостина З. М. О фосфоритоносности базальных слоев нижней юры в бассейне р. М. Лабы (Сев. Кавказ). Докл. Академии наук СССР, 1947, т. VIII, № 4.

Робинсон В. Н. Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейнов рек Лабы и Белой на Северном Кавказе. Тр. ВГРО, 1932, вып. 226.

Старостина З. М. К вопросу о стратиграфическом положении юрской угленосной толщи р. Кубани. Докл. Академии наук СССР, 1952, т. XXXV, № 5.

С. С. КУЗНЕЦОВ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СРЕДИННОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА В СВЯЗИ С НЕКОТОРЫМИ ВОПРОСАМИ ЕЕ МЕТАЛЛОГЕНИИ

I. ОСНОВЫ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ КАВКАЗА

На юге Русской платформы возвышается грандиозное горное сооружение — Кавказ. Выдающиеся наши ученые-естествоиспытатели с XVIII в. пытались понять строение и историю развития Кавказских гор. Предпосылая справку по истории геологического изучения Кавказа, мы остановимся лишь на наиболее важных обобщающих исследованиях отечественных ученых, полностью оставив в стороне литературные произведения иностранных авторов.

Первое обобщение представлений о геологическом строении Кавказа было дано Г. Абихом (1858 г.), а затем нашим знаменитым ученым, академиком Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1897 г.). Его обобщение относится к концу XIX в., и оно подводило итоги, хотя уже многочисленных, но разрозненных и неравноценных данных. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг рисовал Кавказ грандиозным складчатым сооружением с симметричными крыльями и огромной веерообразной складкой в центральной части, соответствующей области Главного хребта и его склонов. В строении складок принимали участие породы палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Крупных перерывов или угловых несогласий между ними не подчеркивалось. Это обозначало, что Кавказ является горной страной третичного или альпийского образования.

Такое понимание строения развития и истории Кавказа находилось в полном соответствии с основными идеями развития земной коры в целом, разработанными к концу XIX в. Представления о симметричном строении гор, создавшемся под влиянием двустороннего сжатия, а также строгая приуроченность их воздымания к определенной горообразовательной эпохе, были распространены среди геологов того времени. Однако проницательность Ф. Ю. Левинсон-Лессинга позволила ему уже тогда выражать сомнение в симметричности строения Кавказа.

Тридцать лет спустя появились обобщения А. П. Герасимова (1922 г.) и позже — В. П. Ренгартена (1926 г.). Они были основаны как на вновь накопленном материале, так и исходили из тех идей, которые были сформулированы к концу первой четверти XX в.

Главная сущность последних может быть сведена к отчетливому различению докембрийского, каледонского, варисцийского и альпийского циклов горообразования, к выработке методики их установления, к выделению жестких, стабильных участков в земной коре — плит и мягких, мобильных — геосинклиналей, к резкому разграничению вертикальных глыбо-

вых, эпирогенических движений и горизонтальных — складчатых, орогенических. В структурном отношении ясно обрисовалась гетерогенность строения любого материка, создающегося наращиванием основного ядра — плиты горными разновременными складками. В любом материке различались поэтому плитные и геосинклинальные, складчатые области. Строение последних замечательно асимметрией крыльев, наличием обширных покровных структур, в которых молодые формации оказываются перекрытыми более древними, надвинувшимися на первые. Такие надвиги и покровы считались результатом горизонтальных перемещений пород на многие километры и даже десятки километров. Надвигами объяснялось сближение разнородных фаций — мелководных и глубинных, морских и наземных, соприкосновение резко различных структур, контактирование пласта одного какого-либо возраста со многими, самыми разновозрастными пластами. Словом, многое, что ранее объяснялось сбросами, стало трактоваться надвигами и покровами. Роль вертикальных движений в создании структур была почти полностью аннулирована; главнейшей формирующей земную кору силой была признана складчатость, орогенез. Эпейрогенез, радиальные перемещеня охватывали уже структурно оформленные каменные массы, создавая лишь различные элементы рельефа — горы, равнины, низменности.

На основе этих идей стал развивать свои представления о тектонике Кавказа А. П. Герасимов.

Идея разделения земной коры на плиты и складчатые области с покровной, шарьяжной структурой руководила и В. П. Ренгартеном, выступившим в 1926 г. со своей схемой тектоники Кавказа.

В. П. Ренгартен возвращался к разработке тектонической характеристики Кавказа в 1930 и 1937 гг., сопровождая их картографическим изображением выделяемых тектонических зон. Объем последних в пределах Большого Кавказа оставался неизменным, исключая изменения деталей трактовки геотектонической сущности этих зон. В докладе на III Всесоюзном съезде геологов зоны получают вполне определенные геологические названия: Ставропольская плита; Предкавказская впадина; горная зона северного склона, распадающаяся на центральную, восточную и западную части; зона южного склона; Закавказская плита, состоящая из Рионской и Азербайджанской плит; зона Армении и Аджаро-Ахалцихский район.

Говоря о плитах, автор определяет, что «под именем древнего субстрата он разумеет весьма сложную серию отложений от докембрия до триаса включительно».

Ставропольская плита продолжительное время в юрский и меловой периоды была континентом, продукты разрушения которого поступали в Кавказский бассейн.

Предкавказская впадина, состоящая из Кубанской и Терской депрессий, рассматривается, как широкая и пологая синклиналь, бывшая в третичное время морским бассейном с медленно прогибавшимся дном. В нижнемеловое и юрское время прогиба не существовало, и впадина, сливаясь со Ставропольской возвышенностью, представлялась «в виде сплошной Предкавказской плиты».

Центральная часть горной зоны северного склона между рр. Белой и Гизель-доном характеризуется особенно высоко приподнятым древним субстратом, который на значительных пространствах выступает на дневную поверхность. Покровные толщи — юрские, меловые, третичные — не подверглись интенсивной складчатости, но рассечены надвигами с плоскостями, падающими как на север, так и на юг.

Восточная часть северного склона протягивается к востоку от Терека примерно на 460 км и является «ясно-складчатой горной областью». Складки имеют коробчатую форму с плоскими и широкими сводами и крутыми крыльями. «При этом в крыльях нередко имеют место продольные разрывы и незначительные надвиги с перемещениями то к северу, то к югу, т. е. по направлению к синклинальным впадинам».

К западу от р. Белой, по В. П. Ренгартену, довольно отчетливо проявляется тенденция складок опрокидываться с севера на юг, а в случаях разрывов в том же направлении перемещаются верхние крылья.

Зона южного склона выделяется по распространению флишевых юрских и меловых отложений и по развитию сильно сжатых складок, опрокинутых на юг и часто надвинутых друг на друга в форме чешуй.

Интенсивно складчатая зона южного склона далее к югу примыкает к сравнительно более слабо дислоцированным отложениям Куринско-Рионской плиты, поэтому в данном случае В. П. Ренгартен считает возможным говорить о перемещениях с севера на юг масс, более активных, отчасти перекрывших более пассивную и опущенную плиту.

В тектоническом отношении Главный хребет представляется автору узким мезозойским геосинклинальным бассейном, расположенным между двумя жесткими плитами. Главные структуры создаются сжиманием плит, что приводит к значительным горизонтальным перемещениям масс земной коры, порождает надвиги и опрокидывания складок. Автор признает наличие орогенических и эпейрогенических движений, в частности, проявлений складчатости каледонской, варисцийской и альпийской. Но в сущности весь тектонический облик Кавказа, по В. П. Ренгартену, создан альпийской складчатостью, причем он признает, что наши сведения о характере проявлений каледонской и герцинской дислокаций очень отрывочны и не касаются целого ряда выделенных им тектонических зон.

В «Общем очерке тектоники Кавказа», доложенном В. П. Ренгартеном на XVII Международном геологическом конгрессе в 1937 г., структурное районирование осталось неизмененным; в отношении же интерпретации ясности стало меньше. Прежде всего очень мало убедительного сказал автор о причинах неудобства применять термин «плита» для жестких зон Кавказа; мало ясности было и в выделении понятий «диастрофизм» и «колебательные движения». В частности, он отмечает, что в характеристике тектонических зон Кавказа он останавливается главным образом на рассмотрении двух факторов — напряженности проявлений диастрофизма и характера колебательных движений. Первый фактор, обусловивший различия в формах тектоники, было легче всего использовать для подразделения зон на две группы — интенсивно складчатых и полого складчатых. Второй фактор — колебательные движения — отразился главным образом на составе и мощности осадочных отложений и только в последних своих фазах обусловил геоморфологию страны. Под диастрофическими процессами сам автор понимает складчатые, орогенические движения, о напряженности и силе которых можно судить по числу и амплитуде надвигов и по степени дислокационного метаморфизма.

Что же нового дает этот термин, особенно если учесть, что, по В. П. Ренгартену, наблюдаемые в настоящее время особенности строения различных областей или зон на обширной территории Кавказа определились в результате сложной игры колебательных и диастрофических движений земной коры.

Как и прежде, данный автор различает три зоны с особенно интенсивными диастрофическими проявлениями: Большой Кавказ, Аджаро-

Триалетскую и Армянскую складчатые зоны. Они перемежаются с зонами с более спокойными формами тектоники — зоной Предкавказья и Закавказской пологоскладчатой зоной, в которую в виде залива врезается Аджаро-Триалетская складчатая система. Как видим, изменилась терминология, сущность осталась прежней. В ряде случаев новая терминология даже повредила самому существу. Ставропольская плита почему-то названа антиклиналью. Восходящие движения стали именоваться геоантиклинальными, нисходящие — геосинклинальными. Кроме того, обнаруживается не совсем понятная смесь структур. Автор, например, пишет, что в центральной части подзоны северного склона «складчатость нередко замещается продольными разрывами, обрисовывающими то систему горстов и грабенов, то надвиги крупных чешуй с севера на юг».

В общем в данной работе автор пытается сочетать широко вошедшие в употребление, но уже оспариваемые идеи о происхождении складчатости, крупных перекрытиях и больших горизонтальных перемещениях,— с выдвигаемыми вновь теориями, отрицающими такие перемещения и относящими образование структур земной коры за счет вертикальных движений.

Первым, применившим эти теории к Кавказу, был И. Г. Кузнецов, который в 1933 г. опубликовал статью «Колебательные движения земной коры и их роль в структуре Кавказа». Данный автор заключает, что обычно разграничиваемые между собой орогенические и эпейрогенические движения должны быть сведены к одним только колебательным движениям, поскольку процессы складчатости являются только неизбежным следствием последних, а не представляют результата тангенциальных, совершенно не имеющих места и не могущих быть, по его мнению, обоснованными движений. В каждом полном цикле колебания он различает фазу опускания, в течение которой происходят накопление осадков и их складчатость, и фазу поднятия, в течение которой продолжается складчатость, а затем происходит эрозия. В фазу опускания возникают горные сооружения как структурные единицы, а в фазу поднятия — вместе с тем и горные области как морфологические единицы.

И. Г. Кузнецов проанализировал два разреза через Кавказ: 1) Дзирульский массив — Квирила—Сачхери—Шкмери—Корта—Они—на южном склоне и 2) Уруштен—Бамбак — Тхач — на северном. Каждый разрез распадается на ряд участков, характеризующихся своей стратиграфической колонкой и называемых И. Г. Кузнецовым зонами или глыбами. Различие набора стратиграфических элементов в двух соседних глыбах автор объясняет колебательными движениями. Глыбы, по И. Г. Кузнецову, будучи ограничены одними и теми же разрывами, колеблются в течение многих геологических периодов.

И. Г. Кузнецов дает представление о величине глыб, отмечая, что ширина их различна и колеблется в пределах от 3—5 до 10—15 км. Глыбы могут резко суживаться, почти выклиниваться, затем вновь расширяться. Разрывы, ограничивающие глыбы, простираются до глубин 25—30 км. Глыбы имеют вид длинных клинообразных пластин, доходящих до базальтового субстрата.

Обе схемы строения Кавказа исходят из резко различных теоретических представлений. Схема В. П. Ренгартена эклектична. Схема И. Г. Кузнецова характерна ясностью и единством своей идеи. Выделяется эта схема также и тем, что автор ее связал в нечто целое тектогенез, магматизм и металлогению. Это заставляет с большим вниманием отнестись к построениям И. Г. Кузнецова, учитывая, что схема В. П. Ренгартена обладает еще тем недостатком, что рисует тектонику в отрыве от движения магма-

тических масс и рудоносных субстанций, приводящих к формированию наиболее ценных полезных ископаемых.

Однако, несмотря на существенные различия, авторы обеих схем сходятся в том, что земная кора в пределах Кавказа развивалась как геосинклинальная область с древнейших геологических времен и имеет структуры докембрийские, каледонские, герцинские и альпийские.

В 1949 г. появилась работа В. Е. Хаина «Главнейшие черты геотектонического строения Кавказа». Этот автор различает следующие пять основных элементов современной структуры Кавказа:

1. Предкавказский мегасинклинорий — геосинклинальный прогиб в нижнем и среднем палеозое, приобретший геоантиклинальный режим в конце герцинского цикла, оформившийся в виде передового прогиба Большого Кавказа с конца мелового периода.

2. Поднятие Большого Кавказа, характеризовавшееся геосинклинальным режимом в каледонском и герцинском циклах и первой половине альпийского, в котором обозначились периодически усиливавшиеся поднятия геоантиклинальных участков в зоне Центрального Кавказа. Во второй половине альпийского цикла эти местные поднятия сменились общим интенсивным воздыманием всего Большого Кавказа.

3. Закавказский (Кура-Рионский) мегасинклинорий — геоантиклиналь в герцинском цикле, сохранившая отчасти геоантиклинальные черты и далее до олигоцена, после чего мегасинклинорий превратился в межгорный прогиб между Большим и Малым Кавказом.

4. Мегаантиклинорий Малого Кавказа.

5. Анатолийско-Иранский мегасинклинорий, входящий в пределы СССР на своем Приараксинском участке.

В. Е. Хаин, считая первопричиной тектогенеза вертикальные движения земной коры, объясняет ими и наличие тангенциальных перемещений, обусловливающих складчатость. Автор связывает все в единый процесс образования геоструктур, так как складчатость вызывается вертикальными движениями.

Вопросу истории развития Большого Кавказа посвящена крупная монография В. В. Белоусова (1938—1940 гг.). Представляя выдающийся методологический интерес, эта работа в смысле своих выводов является более, чем спорной, так как она основана на сравнительно еще слабой в те годы фактической базе.

Значительно более обширный материал положен в основу работы В. Е. Хаина и Л. Н. Леонтьева «Основные этапы геотектонического развития Кавказа» (1950 г.), рассматривающей Кавказский перешеек в целом. Остановимся коротко на основных выводах ее авторов. В главнейших чертах эти выводы заключаются в следующем:

1. Помимо суммарно охарактеризованного докембрийского этапа, выделяются этапы каледонский (кембрий — ордовик), герцинский (готландий — триас) и альпийский (юра—антропоген).

2. В каледонском этапе на Кавказе повсеместно господствует геосинклинальный режим.

3. В начале герцинского этапа возникают две самостоятельные крупные геосинклинали — Кавказская в области Большого Кавказа и Армянская, являвшаяся участком Анатолийско-Иранской. В нижнем карбоне отмечаются поднятия с внедрением интрузий в осевой зоне Большого Кавказа и Мисхано-Зангезурской зоне Малого Кавказа.

4. Началу альпийского этапа предшествует значительная регрессия с почти полным осушением Большого Кавказа. В лейасе ее сменяет трансгрессия, нарастающая до среднего лейаса, а местами — после частной

верхлейасской регрессии и до байоса. В это время обособляются две крупные геосинклинали — Кавказская в области Большого Кавказа и Малокавказская («Антикавказская»), разделенные Кура-Рионской геоантиклиналью.

Уже в верхнем лейасе, а в других местах в течение байоса-бата наблюдается возникновение внутренних поднятий; в пределах Кавказской геосинклинали они обусловили ее разделение на две интрагеосинклинали — Северокавказскую и южного склона.

5. В верхней юре ослабевает интенсивность погружения и резко возрастает геотектоническое расчленение. В частности, интрагеосинклиналь южного склона распадается на два прогиба — Новороссийский и Чиауро-Дибрарский; кроме того, в центральной зоне Большого Кавказа возникает система кулисообразных поднятий, сливающихся в одно целое в момент общих регрессий.

6. В нижнем мелу на Большом Кавказе идет нарастание трансгрессии. На грани верхнего мела наблюдаются неповсеместные и неодновременные поднятия; они сменяются снова нарастающей трансгрессией с почти полным исчезновением суши в кампане.

7. Конец мела — начало палеогена знаменуются новыми поднятиями, сменяющимися в лютете сильной, но меньшей, чем сенонская, трансгрессией. Поднятия в верхах эоцена приводят затем к прекращению погружения в ряде прогибов Малого Кавказа и восточной части Новороссийского прогиба. В олигоцене—нижнем миоцене развитие продолжается по тому же пути.

8. В среднем — верхнем миоцене окончательно закрепляются новые геотектонические соотношения: полностью прекращается погружение Новороссийского и Чиауро-Дибрарского прогибов, в конце сармата разобщаются между собой Рионский и Куринский, Терский и Кубанский прогибы, причем возрастает общий темп погружения в передовых прогибах Предкавказья и межгорном прогибе Закавказья.

9. Погружения передовых прогибов Предкавказья и межгорных прогибов Северного Закавказья достигают максимума в плиоцене — нижнем антропогене, одновременно с нарастанием поднятий Большого и Малого Кавказа. В конце концов эти поднятия охватывают весь Кавказский перешеек, Предкавказский же прогиб мигрирует к северу, и погружение сохраняется лишь в пределах Каспийской и Черноморской впадин и отчасти в полосе Манычей.

К верхнему миоцену — нижнему антропогену приурочивается заключительная и наиболее сильная складчатость периферических зон Большого и Малого Кавказа, захватывающая к концу плиоцена также передовые и межгорные прогибы.

10. Значительную роль в развитии Кавказа сыграло поперечное поднятие по линии Сурами — Ставрополь и погружение вдоль Азовско-Черноморской и Каспийской впадин, являвшихся исходными центрами трансгрессии от нижнеюрской до наиболее юных (акчагыльской и др.) эпох.

Мы остановились на основных обобщениях о геологической структуре Кавказа и истории ее развития. Можно видеть, как довольно простые начальные соображения В. П. Ренгартена постепенно усложнились, наполнились большим структурным содержанием и как господствовавшие до последнего десятилетия идеи в главнейшей роли горизонтальных перемещений частей земной коры, обусловливающих формирование ее строения, уступают место ведущему значению в тектогенезе вертикальным, волновым, колебательным движениям. Последние создают и глыбовые,

и складчатые формы. Противопоставление орогенеза эпейрогенезу утратило всякую остроту. Признание одних только вертикальных движений, присущих земной коре, привело геологические теории к большему согласию с современными космогоническими представлениями, полностью отрицающими возможность осуществления процесса развития земли по принципу Лапласа.

Однако, как это ни странно, изложенные выше обобщения о структурах Кавказа и их развитии основаны на теории геосинклиналей в ее устаревшем понимании. Нет, конечно, сомнения, что в развитии структур земной коры ведущим является геосинклинальный процесс. Закон геосинклинального развития земной коры не только освещает понимание главнейших особенностей ее строения, но позволяет предвидеть их и делать выводы практического горно-промышленного характера. С большой отчетливостью выяснены все последовательные фазы геосинклинального процесса и хорошо разработана сущность каждой из них. Громадное количество фактов подтверждает, что, проходя геосинклинальную фазу развития, та или другая область приобретает новые качества и свойства: мобильные, сильно подвижные геосинклинальные полосы превращаются в устойчивые жесткие плиты или платформы. Однако отрицание возможности распадения их и возникновения на их месте новых мобильных зон приводит к неожиданному, но единственно возможному в таком случае логическому заключению об угасании геосинклинального процесса и, следовательно, о выключении нашей планеты из сферы геологической жизни. Но такие выводы могут корениться лишь на предвзятых идеях об обязательности затвердевания земного шара и превращения его в угасшее небесное тело, т. е. на отвергаемой дальнейшими представлениями гипотезе Лапласа.

Обратимся к небольшой литературной справке. Одна из фаз развития геосинклинальной теории в СССР завершилась в 1924 г. сводной работой А. А. Борисяка «Теория геосинклиналей». В ней признавалось, что та стадия развития Земли, которая характеризовалась проявлением геосинклиналей, миновала совершенно так же, как и более ранняя докембрийская стадия, когда еще не было щитов и пластических областей и вся толща континентального слоя собиралась в складки.

Н. М. Страхов, резюмируя сущность геосинклинальной теории, писал в 1938 г. что «в истории земной коры существовала такая стадия, когда разделение земной коры на жесткие и пластичные единицы еще отсутствовало и вся земная кора в целом была еще достаточно пластична. Это — догеосинклинальная стадия... Далее наступает геосинклинальная стадия, когда формируются платформы, выделяются среди них орогены (геосинклинали) и происходит последовательное разрастание платформ за счет орогенов. На этой стадии мы собственно и застаем Землю в докембрии, а самый процесс разрастания кратогенов и составляет содержание историко-геологического процесса. Наконец, возможна еще и новая стадия — постгеосинклинальная, когда орогенические зоны все ликвидированы, земная кора вся получила свойства жесткого тела и тектонические процессы приобрели форму, какой они не имели в прошлом. Наступила ли эта постгеосинклинальная стадия уже теперь, с концом альпийского этапа, или же она есть дело будущего — в этом мнения сторонников излагаемого учения (о геосинклиналях) расходятся»[1].

В приведенных высказываниях суммированы и отражены в законченной форме те представления, которыми руководились многие наши геологи

[1] Н. М. Страхов. Историческая геология. М., 1938, стр. 473.

и которые они клали в основание своих построений по отношению к той или другой изучавшейся ими орогенной области. Логически развивая изложенную выше сущность геосинклинальной теории, в каждом позднее сформированном орогене искали проявления всех предшествующих диастрофизмов. Например, в герцинидах предполагалось наличие каледонского орогенеза. Точно так же в областях альпийской складчатости должны были сказываться каледонские и герцинские дислокации. Отсюда следовало ожидать и искать таких обычных их спутников, как магматические проявления, в виде эффузивов, интрузивов, рудных выделений, пирогенных контактов, угловых несогласий, резких различий метаморфизованности и дислоцированности нижних и верхних свит. В альпидах, следовательно, можно было выявить с большей или меньшей подробностью, обусловливаемой степенью денудации, каледониды, герциниды и собственно альпиды. Все это должно располагаться зонально путем охватов древних сооружений молодыми, что и вело к разрастанию орогенической области и к выполнению геосинклинали складками. Последний диастрофизм консолидировал разновременные структуры, приводя к единой, очень сложной, разнообразной, но планомерно построенной горной системе. Субстрат рисовался многоэтажными разновозрастными складчатыми образованиями, в разной степени денудированными и перекрытыми затем более молодыми отложениями.

Все это, как можно видеть, представляет развитие известных классических положений об едином плане строения континентов и о разрастании их путем последовательного сплетания некоторых эмбрионов-археид горными дугами палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Это привело к широко распространенным построениям, особенно четко сформулированным в отношении Западной Европы. Каледонское горообразование проявилось на севере Европы, в древней геосинклинальной зоне, отделявшей докембрийские массивы Эрию и Фенноскандию; варисцийская складчатость мощно проявлялась на территории Средней и частью Южной Европы; альпийская охватила исключительно Южную Европу, в частности, средиземноморскую область. Полностью изложенные идеи принял в основу своих построений И. О. Брод (1938 г.) применительно к южной окраине Европейской части СССР, выдвигая зональность складчатых структур, расположенных по южной окраине Русской платформы.

Такова сущность господствующих среди геологов мыслей и соображений. Если в понимании различных сторон геосинклинального процесса достигнуты большие и несомненные успехи, то все же многое еще неясно и спорно. По изложенным воззрениям, эволюция земной коры заключается в постепенном отвердевании последней. Это простота эволюции не является убедительной; в природе, наоборот, наблюдается сложность процессов развития, их постоянное колебание вперед и назад, как бы искание дальнейшего пути. Земля — часть единой природы и развивается по одним с ней законам.

Следуя распространенному представлению о развитии геосинклиналей, заложенных с докембрийских времен и с тех пор постепенно затухающих, все, кто занимался тектогенетическими обобщениями Кавказской зоны, принимают наличие в ней каледонид, герцинид и альпид. Такая трактовка появилась в противовес бывшему в начале XX в. представлению о превращении Кавказской геосинклинали в горную страну в течение единого альпийского диастрофизма. Кавказу моноорогенному противопоставляется теперь Кавказ полиорогенный.

Общей чертой для рассмотренных выше геотектонических построений В. П. Ренгартена, И. Г. Кузнецова, В. В. Белоусова, В. Е. Хаина и

Л. Н. Леонтьева является невыделение ими киммерийского горообразовательного цикла; на существенное значение юрского этапа в развитии Кавказа указывают лишь два последних автора, но все же без выделения их в самостоятельный цикл. Объединяя сложные, многочисленные и разнообразные движения, бывшие в мезозое и кайнозое, в альпийский орогенез, все упомянутые исследователи не раскрывают действительную последовательность развития Кавказа и его полезных ископаемых.

* * *

Теоретические обобщения о геологическом строении в геологическом развитии какой-либо области имеют огромное практическое, народно-хозяйственное значение в деле выявления горнопромышленных ресурсов. Все виды полезных ископаемых любой части земной коры являются результатом тех геологических событий и процессов, которые совершались во время образования горных пород и формирования структур. Формирование полезных ископаемых происходит как одновременно с накоплением пород и их дислокациями, так и после них. Вследствие этого полезные ископаемые одного и того же вида могут залегать согласно с вмещающими их горными породами, участвуя во всех нарушениях их залегания, и несогласно, представляя тела, секущие толщи слоев и образованных ими структур, подчас имея небольшие мощности в верхних, более близких к земной поверхности зонах и сильно увеличиваясь на глубину. Накопление в том или другом месте, скажем, рудной залежи нередко обусловливается наличием прочного, непроницаемого для поднимающихся рудоносных растворов и газов пласта, создающего своего рода экран, под которым идет отложение богатых руд. Палеогеографические знания, позволяющие вскрывать физико-географическую обстановку в различные отрезки геологического времени в определенной части территории, исключительно важны как при оценке, так и ведении разведочных, а потом и эксплуатационных работ на рудных месторождениях осадочного происхождения.

В наше время в большинстве случаев неглубоко залегавшие ценные руды уже выработаны. Приходится идти на глубину в поисках полезных ископаемых, наличие которых слабо проявляется или совсем не сказывается на поверхности. Надежность и рациональность таких поисков находится в прямой зависимости от знания геологического строения и геологической истории местности. Изложенное делает понятным огромное влияние теоретических геологических обобщений на оценку горнопромышленных ресурсов Кавказа и на выбор методики их поисков и разведок. Однако, как мы видели, существующие обобщения о структуре Кавказа неоднородны, очень кратки и неясны относительно истории ее развития, особенно в течение палеозоя. Это обусловлено крайней неуточненностью представлений о таких ведущих геологических процессах, как складчатость и вулканизм. Уже отмечалось, что, приписывая главенствующее значение альпийскому орогенезу, геологи допускают геосинклинальное развитие Кавказа в каледонский и герцинский циклы, разрабатывая идею о полиорогенности кавказского горного сооружения, заложенного в отдаленнейшие времена. Замечательно при этом резкое разделение домезозойской истории Кавказа от последующих, более молодых времен. Естественна необходимость в первую очередь отдать отчет, насколько обоснованы суждения о складчатости и вулканизме Кавказа, преимущественно его центральной части в пределах северного склона.

II. АНАЛИЗ РУКОВОДЯЩИХ ИДЕЙ О СКЛАДЧАТОСТИ И ВУЛКАНИЗМЕ КАВКАЗА

Складчатость

Первая попытка дать обобщенное представление о кавказской складчатости и вулканизме принадлежит маститому исследователю этой горной страны А. П. Герасимову. В 1922 г. он писал: «...Если говорить только о гораздо более хорошо исследованном северном склоне хребта, о так называемом Северном Кавказе, то здесь мы довольно уверенно можем указать три наиболее крупных периода напряженной дислокации, охватившей ту часть Евразии, которая теперь в виде Кавказского перешейка залегла между Черным и Каспийским морями. Эти три периода в общем соответствуют, конечно, тем трем эпохам, которые отмечены сильнейшими потрясениями земной коры, по крайней мере на протяжении всей Европы, и которые уже давно получили и общее признание, и даже специальные названия каледонского, герцинского и альпийского периодов складчатости... Вот эти-то три главных эпохи складчатости, не считая периодов более мелких, может быть, чисто местных, но иногда все же довольно крупных, нарушений, мы найдем и на Кавказе» [1].

Далее автор говорит о «несомненных доказательствах сильнейших дислокаций докаменноугольного возраста» в области Передового хребта (бассейн рр. Белой, Б. Зеленчука, Кяфара и Агура) и находит здесь «ясные следы каледонской складчатости, когда, может быть, впервые наметился остов нынешнего Кавказа» [2]. С этим орогенезом должны быть, теоретически говоря, связаны магматические интрузии. Они, конечно, были и представлены теми «гранитами центрального хребта», которые не раз привлекали к себе внимание исследователей [3].

Последовательно проводя свою руководящую идею, данный автор указывает, что «вся совокупность фактов вполне определенно и доказательно свидетельствует в пользу широкого развития на Кавказе напряженной герцинской складчатости»[4]. Находятся и вызванные ею интрузии. Таковыми А. П. Герасимов считал те магматические породы, которые впоследствии стали именоваться «северными или красными».

«В большинстве случаев эти северные граниты резко отличны от «гранитов центрального хребта». Они почти всюду имеют преобладающий красный цвет (Индыш, окрестности Кисловодска, Малка, станица Даховская), часто бесслюдисты или весьма бедны слюдой»[5].

Развивая свои положения, цитируемый автор пишет, что «третий период интенсивной дислокации падает на вторую половину третичного периода, когда Кавказский хребет получил свою современную форму, хотя частые и временами довольно значительные землетрясения в различных районах края дают право думать, что рост его не прекратился и до настоящего времени»[6].

В появившейся в 1929 г. статье «К вопросу о возрасте древнейших свит на Северном Кавказе» А. П. Герасимов снова говорит о каледонских и герцинских орогенических движениях, вызвавших образование ряда интрузий на Северо-Западном Кавказе.

---

[1] А. П. Герасимов. Кавказская складчатость и вулканизм. «Природа», 1922, № 3—5, стр. 60, 61.
[2] Там же, стр. 61.
[3] Там же.
[4] Там же, стр. 62.
[5] Там же, стр. 64.
[6] Там же, стр. 65.

Однако более поздняя статья того же автора (1937 г.) о древних интрузиях Северного Кавказа уже полна сомнений. В ней попрежнему интрузии разносятся по соответствующим орогенезам: серые граниты (гранодиориты) связываются с докембрийской складчатостью, часть красных, или «северных», гранитов причисляется к каледонской орогении, змеевики р. Худеса, ультраосновные породы Тырны-ауза и некоторых других мест относятся к заальской или даже к пфальцской фазе.

В работе 1940 г. А. П. Герасимов говорит снова о каледонских и варисцийских диастрофизмах, подчеркивая, что в конце силура или начале девона осадочные породы были захвачены, «конечно, вместе с «докембрием», значительно более серьезными, чем раньше, движениями, не только собравшими эти отложения в систему почти согласно залегающих складок, но вызвавшими, правда, слабый, но все же ясный метаморфизм палеозойских толщ и усилившими метаморфизм глубже залегающего докембрия» [1]. Таковы в основном взгляды А. П. Герасимова на развитие земной коры.

К 1940 г. относится обзорная работа И. Г. Кузнецова об этапах вулканизма на Большом Кавказе, в которой приводятся те же мысли о проявлении каледонского и варисцийского орогенезов и обусловленных ими вулканических циклах. Однако резко бросается в глаза незначительность палеозойских интрузий. Автор сам показывает это с исключительной наглядностью на построенной им диаграмме развития вулканических явлений на Большом Кавказе [2].

С большой осторожностью подходит к решению этих вопросов В. Н. Робинсон (1946 г.), располагающий наибольшим количеством фактических данных по палеозою Большого Кавказа, собранных в течение многих лет его изысканий. Этот исследователь считает, что на северном склоне, наряду с проявлениями альпийских движений, выявляются некоторые формы и более ранних дислокаций, среди которых можно выделить формы варисцийских и вообще доюрских нарушений, и более отчетливо формы, получившие свое развитие в среднюю юру до келловея.

Был опубликован ряд интересных работ геологов Азово-Черноморского геологического треста, касающихся преимущественно вопросов петрографии и металлогении Северо-Западного Кавказа. Во многих из этих работ прямо или косвенно говорится о структурах и орогенических фазах, причем также намечаются каледонские и герцинские проявления. В дальнейшем мы вернемся к этим работам.

Из цитированного ясно видна тенденция рассматривать историю всего Большого Кавказа в течение палеозоя как развитие геосинклинального участка земной коры. Но, вникая в написанное об орогенезах палеозойской эры на Кавказе, не трудно заметить, какими косвенными путями доказывается наличие их. Обычно оперируют интрузиями. Устанавливается их различное топографическое размещение, петрографическая неоднородность, реже анализируется структурная обстановка той или иной интрузии. Отсюда делаются выводы о разновозрастности их и подыскивается подходящая, по мысли автора, орогеническая фаза. Имеется даже намерение подметить, как якобы существующий обязательный факт, проявление в каждый орогенез основной и кислой магм в закономерной последовательности от первой ко второй. В тени остаются такие тектонические методы, существующие для установления тектонических движений,

[1] А. П. Герасимов. Обзор геологического строения северного склона Главного Кавказского хребта в бассейне рек Малки и Кумы. Тр. ЦНИГРИ, 1940, вып. 123, стр. 51.

[2] И. Г. Кузнецов. Вулканические циклы в истории Б. Кавказа. Зап. Минер. об-ва, 1940, т. 69, вып. 2—3, стр. 168.

как угловые несогласия, фации, структуры, их морфология, тектонические взаимоотношения, степень метаморфизованности пород и др. Окончив изучение соответствующих работ, читатель выносит одно твердое представление, что авторы, условно разделяя интрузии по возрасту в дальнейшем ими доказывают разновременность орогенических проявлений, а последними объясняют внедрения магмы.

Весьма важно отметить, что работы, трактующие чисто тектонические вопросы Кавказа, с удивительным постоянством избегают говорить о палеозойских структурах и палеозойских орогенезах. Так, например, поступает В. Н. Ренгартен.

В одной из работ (1937 г.) он указывает, что огромная мощность мезозойских и кайнозойских отложений и охватившие их серьезные тектонические пертурбации позволяют считать, что весь Кавказ входил в зону геосинклиналей альпийского времени, причем во всей работе не говорится о палеозойских диастрофизмах и вызванных ими структурах.

Л. А. Варданянц в своей работе «Сейсмотектоника Кавказа» (1935 г.) дает *краткий обзор тектонической истории этой горной страны*. Замечательно, что палеозойская история Кавказа полностью обходится этим автором. Он пишет так:

«1. Допермская история Кавказа нам почти неизвестна, так как мы не можем провести соответствующие палеогеологические реконструкции.

2. *Во время нижней перми, повидимому, весь Кавказ был покрыт морем.*

3. Во время верхней перми (на границе нижней и верхней перми) на Кавказе появляются очень интенсивные орогенические движения и здесь создается, безусловно, горная страна» [1].

Все дальнейшее совершается в мезозое и кайнозое.

В своей сводной, обобщающей монографии 1938—1940 гг. В. В. Белоусов также полностью умалчивает о палеозое, трактуя историю Кавказа с мезозойского (с юры) времени до конца третичного периода.

Получается, таким образом, странное явление: геологи всячески пытаются находить на Кавказе следы геосинклинального режима в палеозое, тектонисты же и палеогеографы, исключая В. Е.Хаина и Л. Н. Леонтьева (1945, 1950 гг.), *старательно избегают обсуждать палеозойскую историю* Кавказа и нигде не изображают структур соответствующего возраста.

Однако и в последних работах нет ни убедительных доказательств палеозойской складчатости на Кавказе в целом, ни ясных данных о наличии там подлинного геосинклинального режима в палеозое.

Вулканизм

Неотъемлемыми, обязательными событиями для участка земной коры, проходящего геосинклинальный цикл развития, оказываются проявления магматизма в его широком понимании. Изучение магматических явлений на Кавказе было начато пятьдесят лет назад Ф. Ю. Левинсон-Лессингом и Д. С. Белянкиным.

Д. С. Белянкин (1914 г.) уже давно разделил магматические образования на Кавказе на две возрастные группы — древнюю и молодую. Породы молодых интрузий, неоинтрузий, отличаются удивительной свежестью, вполне равной свежести андезитов Казбека и пятигорских трахитов. В *отношении минерально-химического состава* среди интрузий

[1] Л. А. Варданянц. Сейсмотектоника Кавказа. Тр. Сейсмологического института Академии наук СССР, 1935, № 64, стр. 4.

находятся полные аналоги кубанских андезитов и явственные переходные формы к трахитам Пятигорья. Для этих переходных интрузивных образований характерно развитие в них калиевого полевого шпата в виде санидина, приведшего к образованию оригинальных «санидиновых» гранитов, или «кавказитов».

Неоинтрузии, впервые выделенные в 90-х годах прошлого столетия Ф. Ю. Левинсон-Лессингом у Калько близ Бло, впоследствии были подробно изучены Д. С. Белянкиным, обнаружившим их и в окрестностях Казбека, и в берегах Геналдонского ледника, и в верховьях речек Тепдон и Суатиси-дон, у подножия горы Тепли (бассейн р. Ардона), у ледника Донисар (бассейн р. Уруха), у Дых-су (бассейн р. Черека). Хотя все эти неоинтрузии и разнообразны, однако они настолько характерны и близки между собой по облику, что, согласно этому исследователю (1939 г.), узнаются в штуфах безошибочно и без всякого труда. К древним интрузиям Д. С. Белянкин относил дарьяльский гранит, граниты Балкарии, Горной Осетии и Дигории. Доюрский возраст приписывал этот ученый и гранитам Индыша, а также гранитам окрестностей Кисловодска, гранитам по рр. Мушту и Малке.

Отличительным признаком древних кавказских гранитов является наличие в них кали-натрового полевого шпата, представленного микроклином. Наблюдается также заметное преобладание плагиоклазов над микроклином, что дает основание многие из этих гранитов относить к гранодиоритам.

Таким образом, уже давно Д. С. Белянкиным было сделано замечательное открытие, что молодые граниты содержат калиевый полевой шпат — санидин, или анортоклаз, древние же — кали-натровый микроклин. Это открытие Д. С. Белянкина дало в руки геологов, изучающих Кавказ, превосходный стратиграфический индикатор гранитных интрузий. В дальнейшем это положение стало оспариваться особенно Л. А. Варданянцем (1935 г.), писавшим, что в коллекции В. Н. Робинсона впервые для Большого Кавказа были обнаружены настоящие микроклиновые розовые и красные граниты, имеющие почти несомненно посленижнеюрский, т. е. неоинтрузивный, возраст.

Рассмотрим попытки определения возраста различных интрузий Большого Кавказа. В уже цитированной работе А. П. Герасимов в 1922 г. наметил три важнейших периода оживленного магматизма на Кавказе: 1) каледонский, синхронный нижнему палеозою; 2) герцинский — в пределах конца палеозоя и нижнего мезозоя; 3) альпийский, отвечающий позднетретичному времени. Известна тогда же появившаяся критическая статья Д.С. Белянкина, указывавшего, что граниты Индыша, Малки, окрестностей Кисловодска, станицы Даховской, по р. Череку в Балкарии, Дарьяльского и Кассарского ущелий —«доюрского возраста, всего вероятнее — палеозойского, подобно как граниты Центрального хребта».

В 1937 г. А. П. Герасимов отмечает среди кристаллических сланцев и гнейсов нижнего отдела докембрия, согласно с ними залегающие гранитогнейсы и амфиболиты, считая их пластовыми интрузиями; они «ввергнись в толщу древнейших осадочных пород в ту первую фазу диастрофизма, которая повела за собой превращение этих отложений в типичные кристаллические сланцы». Затем следуют интрузивные проявления во вторую фазу докембрийского диастрофизма, давшие так называемые граниты Главного хребта, или светлые граниты. Они вскрываются в высокогорной части Кавказа (от г. Фишт на западе до Дарьяльского ущелья на востоке). На всем протяжении северного склона в 380 км светлые граниты выступают разобщенными на поверхности то более крупными, то более мелкими те-

лами всегда среди особенно глубоко метаморфизованных толщ кристаллических сланцев нижнего докембрия.

А. П. Герасимов допускает, что они на небольшой глубине сливаются в один большой интрузив батолитового характера, но возможно, что отдельные выходы представляют самостоятельные тела лакколитового или гарполитового типа. Автор в подтверждение последнего приводит пример Балкарии, где низы гранитного массива, по И. Г. Кузнецову, приобретают признаки гнейсовой текстуры, свидетельствуя о близости контакта и об отсутствии безграничного продолжения в глубину. Указывается также, что еще в 1927 г. Д. С. Белянкин установил изолированное залегание без корней Дарьяльского гранитного массива.

К тем же докембрийским гранитам принадлежат массивы, слагающие ядра ряда антиклиналей в средних частях бассейнов рр. Ардона и Уруха и несколько раз появляющиеся в долине р. Черека-Балкарского. Граниты эти светлосерого цвета и среднезернистого строения, но нередки разновидности с красноватой окраской, крупнозернистые и даже порфировидные. Они состоят из кварца, кислого плагиоклаза, микроклина и темной слюды, часто замещаемой хлоритом, что придает зеленоватый оттенок породе. В более основных разностях встречается и зеленая роговая обманка. Преобладание количества плагиоклаза над микроклином, как уже указывалось, приближает эти породы к гранодиоритам, иногда типичным кварцевым диоритам.

Иначе ставится вопрос о возрасте северных и красных гранитов Малки, при устье р. Бескеса на Б. Лабе, в долине р. Аликоновки и Медового водопада, в долине рр. Эшкакона, Индыш-Артык-кола, Индыш-кола и Аманкола. А. П. Герасимов, говоря (1937 г.) о вероятности древнего, донижнекарбонового возраста их, указывает на невозможность более определенного решения на основании геологических материалов для Северного Кавказа. Он пытается искать решения, хотя бы условного, путем широкой экстраполяции, привлекая данные по Дзирульскому массиву Западной Грузии. В Дзирульском массиве аплитовидные красные граниты, богатые микроклином и почти лишенные ортоклаза, по данным И. Г. Кузнецова, прорывают как кембрийские породы, так и инъецировавшие их ранее ультраосновные интрузии, превращенные в серпентиниты.

А. П. Герасимов, допуская, что все красные граниты севера и Дзирулы связаны единством времени интрузии, и учитывая, что они всюду моложе кембрийских известняков и ультраосновных пород, полагает возможным,— по крайней мере до сбора новых данных,— относить время их интрузии к одной из фаз каледонского диастрофизма. Подчеркивается как бы обязательность появления в каждом орогенном цикле сначала ультраосновных, потом кислых интрузий. Но найденное весьма условное решение каледонского возраста красных гранитов в дальнейшем изложении самим же автором подвергается новому сомнению. Указывая установленные на р. Худесе (приток р. Кубани) и в районе месторождения Тырны-ауз на Баксане факты прорыва ультраосновными породами каменноугольных известняков и красноцветной толщи, принимаемой за нижнепермскую, А. П. Герасимов говорит, что, кроме каледонской (?), существовала еще фаза (или фазы?) диастрофизма, с которыми еще раз в толщу земной коры интрудировали ультраосновные породы. Эту фазу он относит к самому концу варисцийского цикла, к посленижнепермским (заальская фаза), а может быть, и к послепермским движениям (пфальцская фаза). Отсюда, по мнению автора, вытекает, что возраст интрузии красных гранитов определен далеко не точно, так как и они могут оказаться разновременными, распределенными на долгий промежуток времени и могут быть

связаны не только с каледонскими, но и варисцийскими движениями. Как видим, широкая экстраполяция в конце концов не дала в сущности никакого решения, но видно также, что руководящей идеей при его поисках являлось представление о многократности интрузивной деятельности, обусловленной циклами орогенеза. Иначе говоря, исходным положением было понимание Большого Кавказа как участка земной коры, проходившего геосинклинальный тип развития с докембрийских времен и испытавшего все главные диастрофизмы: лаврентьевский, гуронский, каледонский, герцинский и альпийский. Как увидим дальше, такое представление развивалось многими последующими авторами, писавшими об интрузиях Большого Кавказа и искавшими определения их возраста.

Особенно пристальное внимание интрузии северо-западного сектора Большого Кавказа начинают привлекать к себе с 1931—1935 гг. в связи со все умножающимися открытиями месторождений рудных полезных ископаемых. А. Г. Кобилев в своей работе 1938 г., проанализировав имевшийся в его распоряжении как оригинальный, так и литературный материал, нашел возможным выделить для Северо-Западного Кавказа несколько типов интрузий (табл. 1).

Предложенное А. Г. Кобилевым обоснование возраста интрузий и разделение их на типы, как правило, опирается на косвенные соображения, а не на прямые геологические факты. Вообще удивительным является то исключительное разнообразие суждений о возрасте интрузий Северо-Западного Кавказа, с которым мы встречаемся в литературе. Например, о Даховской интрузии красных гранитов, известной особенно давно, И. И. Никшич (1915 г.) писал как о последоггеровой на основании якобы наблюдавшихся им роговиков на контакте гранитов с глинистыми сланцами и криноидными известняками доггера. Но в 1928 г. совместно с О. С. Вяловым он отнес эту интрузию к дотриасовой, так как она трансгрессивно перекрывается триасом, в базальном конгломерате которого была ими встречена многочисленная галька из пород Даховской интрузии. Такого же мнения придерживались В. Н. Робинсон (1937 г.) и Г. М. Ефремов (1938 г.). А. Г. Кобилев указывает на внедрение даховских гранитов в период между средней пермью и триасом, т. е. в цфальцскую фазу орогенеза. Ряд других исследователей, синхронизируя Даховскую интрузию с так называемыми северными гранитами, считает ее то каледонской, то варисцийской. В такой же неопределенности находится и вопрос о возрасте самих северных гранитов, помещаемых в пределах от докембрия до перми включительно или же признаваемых за разновозрастные.

Не будем здесь приводить тех многочисленных и противоречивых мнений одного и того же автора на возраст одной и той же интрузии, высказанных в разное время. Отметим только, что для большинства кавказских палеоинтрузий возраст остается неопределенным до наших дней. Так, например, в двух уже цитированных статьях А. Г. Кобилева и Г. М. Ефремова, помещенных в одном сборнике, даются неоднозначные трактовки одним и тем же объектам.

Последний из названных авторов кислые интрузии северного склона располагает двумя полосами, вытянутыми в направлении, близком к параллельному с направлением Главного хребта. К южной полосе принадлежат интрузии верховьев р. Белой, хр. Аллоус, хр. Мастакан, хр. Ятыргварта, хр. Ахцархва, долины р. Закана, верховьев р. Урупа, хр. Абишира-Ахуба, горы Карабек и верховьев р. Теберды. К северной полосе отнесены интрузии, расположенные в районе Даховской, а также в бассейнах рр. Андрюка, Бескеса, Мощевой и верховьях р. Кубани (Аманкол, Даут, Индыш).

Таблица 1

Типы интрузий Северо-Западного Кавказа

Типы интрузий	Макрооблик породы	Геологический возраст
1. Граниты Главного хребта	Светлосерые, иногда розоватые, мелко- и среднезернистые, редко порфировидные	Докембрийский
2. Тип интрузии хребта Б. Балканы	Среднезернистые до крупнозернистых, нередко огнейсованные, иногда — пестрая окрашенность. Часто имеют облик гранито-гнейсов	То же
3. Аллоусский тип	Серые, иногда розовые, мелко-, средне-, часто крупнозернистые, порфировидные	Докембрийский (?) (фация серых гранитов)
4. Джуга-Челепсинский тип	Резкие переходы от меланократовых к более светлым; в большинстве породы крупнозернистые, иногда порфировидные (гранодиориты), огнейсованные (граниты).	Досреднекарбоновый (?)
5. Ятыргвартинский тип	Среднезернистые до тонкозернистых, свежие, не катаклазированные	То же
6. Даховский тип	Зернистые, красного и серого цвета	Варисцийский
7. Тип интрузии балки Грушевой	Пестроцветные, буровато-зеленовато-серые, порфировидные	Предъюрский, может быть, более поздний
8. Санчаро-Кардывачский тип	Мелкозернистые до среднезернистых, пятнистые по окраске	Донижнеюрский

По заключению Г. М. Ефремова (1938 г.), в обеих полосах интрузивные тела расположены по окраинам весьма сложно построенной синклинали и приурочены или к осям антиклиналей, или же их крыльям. В общем они являются одновременными, что объясняет однородность их тектонического залегания и близость петрографического состава, колеблющегося около сиенито-диоритовой группы. Самый же возраст устанавливается следующими косвенными соображениями. Интрузии Ахцархвы и Ятыргварты прорывают породы докембрия. Даховская интрузия также прорывает докембрий, но она трансгрессивно покрывается триасом, где в гальке базального конгломерата имеются породы этой интрузии. Интрузия горы Карабек перекрывается продуктивной толщей среднего карбона, также имеющего в базальном конгломерате гальку пород, вполне тождественных, по Г. М. Ефремову, с сиенито-диоритами Карабекской интрузии. Наконец, породы интрузии верховьев р. Теберды рвут верхний силур или нижний девон.

Опираясь на перечисленные наблюдения и принимая единство сиенито-диоритовых и близких им интрузий, Г. М. Ефремов заключает о возрасте всех их, ограниченном временем от низов девона до среднего карбона, т. е. считает интрузии гранитов и сиенито-диоритов типа Ахцархва — Ятыргварта среднепалеозойскими, иначе говоря, отвечающими ранневарисцийскому орогенезу.

Здесь весьма уместно заметить, что Л. А. Варданянц почти тогда же (1935 г.) писал, что при этом для Кардывача наблюдениями В. Н. Робинсона вполне установлен посленижнеюрский возраст этих пород. В настоящее время нет никаких оснований принимать иной возраст и иные соотношения для анортоклазовых сиенито-диоритов других мест Северо-Западного Кавказа. Речь идет о тех же интрузиях Ахцархвы, Ятыргварты и др., отнесенных Г. М. Ефремовым к досреднекарбоновому, ранне-варисцийскому возрасту, причем оба исследователя использовали для своих выводов один и тот же петрографический метод.

И. Г. Кузнецов (1940 г.) предложил возрастную классификацию интрузий и эффузий Большого Кавказа. Автор дает диаграмму вулканических явлений Большого Кавказа, показывая на ней: 1) интрузии в нижнем и верхнем докембрии с внедрением сначала основной, а затем кислой магмы; 2) интрузию кислой магмы в силуре; 3) интрузии основной и кислой магмы в девоне; 4) то же — в перми; 5) то же — на границе триаса и юры; 6) кислые интрузии в нижней юре; 7) основные и кислые интрузии в средней и верхней юре; 8) кислые интрузии в меловой период; 9) основные и кислые интрузии в конце третичного периода. Диаграмма И. Г. Кузнецова показывает, что наиболее интенсивные магматические проявления происходили в докембрии, мезозое и кайнозое. Все интрузии связываются автором с докембрийским, каледонским, герцинским и альпийским орогенезами. Параллельно указываются эффузии, особенно многочисленные в девоне, карбоне, перми и опять-таки в мезозое и кайнозое.

Кислые интрузии, прослеживаемые от верховьев р. Белой через хребты Алоус, Мастакан, Ятыргварта, Ахцархва, долину р. Закана, верховья р. Урупа, хр. Абишира-Ахуба и верховья р. Маруха, отнесены этим автором к ранне-варисцийским тектоническим движениям на основании находок галек и валунов соответствующих пород на горе Карабек в подошве продуктивной толщи среднего карбона. Этим же временем датирует И. Г. Кузнецов и многочисленные выходы гипербазитов на пространстве от р. Белой до р. Баксана, выраженных преимущественно серпентинитами. Основанием для такого возрастного подразделения служит факт нахождения в верховьях рр. Кяфара, Урупа и Малки галек этих пород в базальном конгломерате среднего карбона, местами (Кяфар) трансгредирующего на размытой и сильно разрушенной поверхности серпентинитового массива. Обычно серпентиниты прорывают верхнюю толщу метаморфической свиты (M_3), условно принимаемой за нижний палеозой. И. Г. Кузнецов отмечает также, что серпентиниты прорывают карачаевскую свиту, и, стало быть, время их внедрения приходится на промежуток перерыва между нижним и средним карбоном. Однако в заключении И. Г. Кузнецов указывает на недостаточную для него самого ясность вопроса об относительном возрасте подчиненных одной и той же тектонической зоне интрузий гипербазитов и кислых (и средних) пород.

Гранитоиды, объединяемые под названием красных, или северных, гранитов и выходящие по рр. Тызылу, Малке, Мушту, Индышу, Кубани, у устья р. Бескеса (р. Б. Лаба), по рр. Сахраю и Белой у станицы Даховской, признаются И. Г. Кузнецовым, как заведомо палеозойские. Однако для красных гранитов даже такое выделение следует считать весьма

условным. Оно основывается на прорыве верхнего докембрия этими гранитами или их жилами гипербазитов, обнажающихся по рр. Малке и Кубани. Но возраст гипербазитов сам по себе является еще не вполне доказанным.

Отметим указываемое многими авторами присутствие в кислых интрузиях Передового хребта и красных (северных) гранитоидах вместе с микроклином анортоклаза, а также совместно биотита и амфибола.

В общем вопрос о возрасте интрузий палеозоя И. Г. Кузнецов заканчивает так: «Из сказанного следует, что позднекаледонский или ранневарисский возраст гипербазитов Передового хребта Северо-Западного Кавказа и кислых и средних интрузивов той же зоны является теперь обоснованным. Относительно же северных гранитов и гипербазитов можно сказать, что они будут того же возраста или еще более молодыми до поздневарисцийских включительно»[1].

Последняя фраза говорит о полной неясности времени внедрения северных гранитов и гипербазитов; всю же условность «обоснованности» возраста интрузий Передового хребта мы старались показать выше доказательствами самих авторов.

В только что цитированной работе И. Г. Кузнецов выделяет группу интрузий, причисляя их к концу палеозоя — началу мезозоя. В восходящем порядке он различает: гипербазиты Худеса, Кубани, Теберды, Тырныауза; диориты Тырны-ауза; граниты Тырны-ауза; кварцевые кератофиры Кубани.

Последнюю группу И. Г. Кузнецов связывает с предтоарской (донецкой) тектонической фазой; гипербазиты Кубани (нижнепермские — по авторам) и Тырны-ауза (послеверхнекарбоновые — по авторам) он считает одновозрастными, возникавшими, как и диориты Тырны-ауза, между концом перми и концом триаса. Но дальше опять следует совершенно неопределенное заключение: «Эти интрузии могут быть увязаны с тектоническими движениями в конце пермского периода (пфальцская) и между триасом и юрой (древнекиммерийская фаза)»[2].

Заканчивая изучение статьи И. Г. Кузнецова, можно сказать, что вопрос о возрасте отдельных проявлений вулканизма на Кавказе остался во многих случаях неясным и спорным.

В 1946 г. в небольшой статье «О древних интрузивных циклах Северо-Западного Кавказа» Г. Д. Афанасьев выделяет среди древних гранитоидов три ассоциации интрузивных пород специфического состава и структуры, отличающиеся по возрасту. Данный автор различает: 1) Уруштенский интрузивный комплекс, приуроченный к зоне Передового хребта в бассейне р. Лабы и представленный гипербазитами, плагиогнейсогранитами и альбитовыми гнейсогранитами; 2) комплекс гранитоидов Главного хребта, разнообразный по структуре и минералогическому составу, разделяющийся на габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, плагиограниты, часто огнейсованные, двуслюдяные гранодиориты, микроклиновые граниты; 3) комплекс малых интрузий, содержащий породы от габбро до гранитов и наблюдаемый на горах Ятыргварта, Ахцархва, Магишо и др. Внедрение гнейсогранитов Уруштенского комплекса автор связывает с одной из фаз каледонской складчатости; гранитоиды Главного хребта он считает отвечающими более поздним фазам каледонской складчатости или ранней фазе варисцийской; о малых интрузиях автор говорит, что они представляют гипабиссальные сателлиты интрузий, создавших комплекс Главного хребта. Г. Д. Афанасьев отдает полный отчет в условности

[1] И. Г. Кузнецов. Ук. соч., стр. 175.
[2] Там же, стр. 176.

всех приведенных положений и заканчивает статью указанием, что проблема интрузивного магматизма Северного Кавказа еще не решена.

Как известно, особенным распространением на Кавказе пользуются интрузии гранитоидов. Все они разделялись на две резко отличные группы: древние домезозойские интрузии и молодые послемезозойские. Среди древних, которые нас интересуют в данном случае, выделялись северные красные граниты типа Малки и южные — серые граниты Главного хребта. Среди серых гранитов различают порфировидные и двуслюдяные граниты (типа уллукамских). Основанием для такого расчленения служили, главным образом, особенности сложения пород и, в меньшей степени, геологическое положение их.

На изданной в 1945 г. Всесоюзным геологическим институтом (ВСЕГЕИ) геологической карте граниты Главного хребта разделяются на архейские и нижнепалеозойские.

В 1950 г. сотрудником Кавказской комплексной экспедиции Совета по изучению производительных сил Академии наук СССР Г. Д. Афанасьевым опубликована обширная монография «Гранитоиды древнеинтрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа», в которой приведена таблица, показывающая данные разных авторов в вопросе о возрасте доюрских гранитов Кавказа.

Г. Д. Афанасьев основывает расчленение гранитоидов на выделение их в естественные ассоциации пород, связанные «кровным родством». Он пишет, что эти ассоциации размещены в единой структурной обстановке, близки по возрасту, сходны по вещественному составу и структурным признакам, т. е. образуют серии комагматических пород, связанных общностью происхождения. Г. Д. Афанасьев выделяет среди древних гранитоидов Северо-Западного Кавказа четыре сложные ассоциации пород, размещенные в особых структурных зонах: 1) Уруштенский интрузивный комплекс, слагающий жесткое основание зоны Передового хребта; 2) комплекс гранитоидов Главного хребта, слагающий жесткое основание зоны Главного хребта с наличием в субстрате пород Уруштенского комплекса; 3) комплекс малых интрузий, приуроченных к линейным разрывам антиклинальной структуры Передового хребта, близ его сочленения с Промежуточной зоной депрессии; 4) комплекс гранитоидов Промежуточной зоны, представляющий горстообразные поднятия древнего кристаллического субстрата среди отложений мезозоя.

Уруштенский абиссальный комплекс отнесен к каледонским интрузиям; комплекс малых гипабиссальных интрузий признан среднепалеозойским; возраст гранитоидов Главного хребта и Промежуточной зоны — менее определенный — послекаледонский, донижнепермский. Гранитоиды Главного хребта представляют крупные массивы (от 100 до 300 км²); породы других комплексов являются небольшими интрузивными телами размерами 0,25, 2, 15 км² (редко).

Г. Д. Афанасьев обосновывает приведенное выше расчленение интрузий следующим образом:

1. Каледонский возраст гранитоидов Передового хребта (Уруштенский комплекс) определяется их активными контактами с толщей эффузивов, сланцев и известняков нижнего палеозоя бассейна р. Лабы.

2. Палеозойский возраст малых интрузий, содержащих анортоклаз в качестве породообразующего минерала (гора Ятыргварта) доказывается, с одной стороны, прорывом их Уруштенского комплекса и, с другой стороны, их трансгрессивным перекрытием отложениями триаса.

3. Палеозойский возраст гранитов Главного хребта доказывается, помимо многочисленных косвенных данных, тем, что в западной части Север-

ного Кавказа они интрудированы в слабо метаморфизованные породы (известняки горы Кочерга), причем в ряде районов кровля их сложена характерными породами Уруштенского комплекса.

Однако и в этом, петрографически весьма содержательном труде, специально посвященном гранитоидам Северного Кавказа, возраст в целом представляется пока все же условным.

Анализ обоснованности стратиграфии палеозоя

Известная условность и несогласованность суждений о возрасте домезозойских складчатости и вулканизма всецело отражают состояние документированности стратиграфии палеозоя.

На ранних геологических картах палеозой на Кавказе показывался в довольно большом распространении. Однако, как выяснилось впоследствии, к палеозою причислялись юрские сланцы. После их выделения для палеозоя осталось очень немного, и на геологической карте Кавказа издания 1929 г. палеозойские отложения показаны в сущности только в западной части северного склона, где они протягиваются непрерывной полосой от р. Чегема до станицы Хамышки на р. Белой. Большая часть этого пространства обозначена нижним палеозоем без разделения (Pz); только от Балык-су до Аксаута показана полоска среднего карбона (C_2) и затем в разных местах — разрозненные пятна верхнего карбона (C_3). Никаких других подразделений палеозоя на этой карте нет.

Однако уже на карте издания 1945 г. вместо сплошной полосы нерасчлененного палеозоя выделены девон, карбон (нижний, средний и верхний), появилось много выходов отложений нижней перми. За протекшие полтора десятка лет между изданиями указанных карт много нового в области познания геологии палеозоя Кавказа было сделано В. Н. Робинсоном, который установил (1946 г.) наличие всех пяти систем палеозоя и показал их на карте. Однако все же приходится признать, что в стратиграфии кавказского палеозоя многое еще условно, документально не обоснованно и предположительно.

Для возможности получить ясный отчет о состоянии стратиграфии кавказского палеозоя необходимо подвергнуть краткому рассмотрению имеющийся в литературе материал.

К е м б р и й. В глыбе известняка на р. Чегет-Лахран, правом притоке р. Малки А. П. Герасимовым в 1915 г. была найдена фауна, которую В. Е. Лермонтова определила как кембрийскую; коренных выходов известняков кембрия на р. Малке до сих пор не обнаружено. В 1926 г. В. Н. Робинсон (1932 г.) в массивных мраморовидных известняках западного склона хр. Дженту нашел, по определению А. Г. Вологдина, *Archaeocyathus* sp. (*Ar. proskurakovi* Toll) и *Coelocyathus* sp., также датирующих кембрийский возраст. Фауна археоциат была встречена в сильно метаморфизованных известняках на южном склоне Большого Кавказа в бассейне Лопанис-Цхали (район Дзирульского массива). А. Г. Вологдин определил здесь *Archaeocyathus* sp., *Coscinocyathus caucasicus* Vologd.

Приведенная фауна имеет промежуточный характер между обнаруженной в Средней Азии и Сардинии.

С и л у р. Нижнесилурийских образований на Кавказе до сих пор не найдено; возможно, их вообще здесь нет. Морские осадки верхнего силура с фауной установлены лишь в одном пункте. А. П. Герасимов (1916 г.) в правых притоках р. Малки — р. Уллу-Лахране и р. Чегет-Лахране встретил толщи глинистых сланцев, известняков и аркозовых песчаников,

мощностью, по В. Н. Робинсону, до 1500 м. В известняках оказалась разнообразная фауна моллюсков, брахиопод, трилобитов, морских лилий. Преобладали головоногие и пелециподы. Среди определенных М. Э. Яншевским и Г. Р. Егер установлены: *Cardiola interrupta* Sow., *Lunucardium carolinium* Barr., *L. detersum* Barr., *Hercynella bohemica* Barr., *Orthoceras annulatum* Sow., *O. originale* Barr., *O. pleuromum* Barr., *O. fasciolum* Barr., *O.* aff. *michelini* Barr., *O. carseus* Barr., *Cheirurus insignis* Beyr. var. Gerassimovi Ian., *Ch. quenstedti* Barr., *Phacops* aff. *bronni* Barr., *Ph.* sp., *Bronteus* sp.

Эта фауна, по словам определявших ее палеонтологов, имеет большое сходство с фауной горизонта E_2 чешского силура и резко отличается от фауны верхнесилурийских слоев Прибалтики. Перечисленная фауна датирует верхи верхнего силура, включая и элементы девона. Подобная же фауна обнаружена в центре Даралагеза в Закавказье.

Д е в о н. Осадков нижнего и среднего девона на Северном Кавказе неизвестно. По нашему мнению, это является следствием перерыва в осадконакоплении, которое возобновилось лишь в эпоху верхнего девона, когда были отложены известняки, глинистые сланцы, песчаники и туфопесчаники (Теберда, К. А. Прокопов, 1936 г.; рр. Марух и Аксаут, В. Н. Робинсон, 1938 г.). Общая мощность этих пород — более 500 м. Из известняков Д. В. Наливкин определил брахиопод *Cyrtospirifer* ex. gr. *subaculeata* Murch., *Liorchynghus brachyphyctus* Schnur.; здесь же оказались строматопоры *Labechia*, *Stylostroma*, табуляты, мшанки и водоросли.

Отложения среднего и верхнего девона, охарактеризованные фауной, известны также в Закавказье (Армения).

К а р б о н. На р. Гидаме, левом притоке р. Теберды, В. Н. Робинсон (1932 г.) открыл слои переходные между девоном и карбоном (этрень). Здесь же оказались известняки мощностью до 150 м, содержащие кораллы турнейского возраста *Amplexus* sp., *Endothyra robinsoni* N. Tschem.

Вероятно, синхронны им встреченные сотрудником Кавказской экспедиции А. Д. Миклухо-Маклаем в 1947 г. по Теберде известняки с фауной кораллов, брахиопод и фораминифер *Tuberitina*, *Archaesphaera* (?), *Endothyra* и др.

Визейские отложения достоверно известны по рр. М. Лабе и Ингури. По коллекциям Г. П. Агалина и В. Н. Робинсона Н. Н. Яковлев определил *Lithostrotion* cf. *caespitosum* Mart., *Chaetetes* sp., *Dipjylum* sp., указывающие на визейский возраст соответствующих отложений.

Отсутствие брахиопод указывает на своеобразие данных фаций Большого Кавказа, так как закавказские и донбасские отложения визе изобилуют брахиоподами.

В. Н. Робинсон отнес к намюру пеструю по составу свиту терригенных пород рр. Теберды и Баксана весьма условно, так как определенные А. В. Хабаковым из кремнистых осадков радиолярии (из карачаевской свиты В. Н. Робинсона) *Staurostilus caucasicus* Chas., *Lithapium* sp. встречаются в верхнем карбоне (*Staurostilus*) и в заведомо верхней перми Закавказья (род *Lithapium*).

Наиболее прочно установлено на Большом Кавказе наличие средне- и верхнекарбоновых отложений, встречающихся отдельными пятнами на пространстве от р. Белой до р. Чегема. Особенно полно изучены эти образования в бассейне р. М. Лабы.

Остатки флоры в карбоновых отложениях других районов Кавказа определяют наличие здесь вестфальского и стефанского ярусов. По В. Н. Робинсону, нижняя часть вестфальского яруса характеризуется: *Calamites undulatus* St., *Lepidodendron odygense* Zal., *Neuropteris robinsoni* Zal.,

N. gigantea St., *Lepidodendron larieinus* St., *Mixoneura obliqua* Br.; верхняя часть содержит: *Linopteris obliqua* Bunt., *Pecopteris cytanea* Schl.

Стефанский ярус датируется: *Pecopteris feminaeformis* Schl., *P. lepidorachis* Br., *Sphaenophyllum oblongiformis* G. и K. и многими другими формами.

Пермь. В 1912 г. Ф. Н. Чернышев установил на Большом Кавказе наличие пермских отложений по материалам В. Н. Робинсона. Последний в дальнейшем выделил нижнюю и верхнюю пермь, выявив соответствующие осадки на значительных пространствах по рр. Белой, Б. Лабе, Урупу, Аксауту и Теберде.

Нижнюю пермь, выраженную в красноцветной терригенной фации, В. Н. Робинсон разделил на нижнюю толщу песчаников и сланцев и верхнюю — песчаников и конгломератов. Общая мощность нижней перми оценивается в 3000 м. Фауной она в Северо-Западном Кавказе не охарактеризована, и единственным палеонтологическим документом являются находки *Walchia piniformis* Schl. (р. Аксаут), встречающийся и в отложениях верхнего карбона.

Наибольшей фаунистической охарактеризованностью из всех палеозойских толщ на Северном Кавказе отличаются верхнепермские, достигающие особенного развития в бассейнах рр. М. Лабы и Б. Лабы. Здесь А. Д. и К. В. Миклухо-Маклай делят их на четыре литологические свиты, общей мощностью от 136 до 360 м. Они сложены конгломератами, песчаниками, сланцами, известняками и рифовыми образованиями. О фаунистическом богатстве двух последних фаций можно судить хотя бы по тому, что Б. К. Лихаревым определено в них более 300 видов брахиопод. В нижней известняковой толще много фораминифер, одиночных кораллов, мшанок, брахиопод, пелеципод, головоногих. Эта многочисленная фауна отличается однообразием родового и видового состава. Значительно более разнообразна фауна верхней толщи рифовых известняков, в которых много разных брахиопод, пелеципод, трилобитов.

Органический состав верхнепермских отложений Кавказа, согласно Б. К. Лихареву, напоминает таковой беллерофоновых известняков и гредепских песчаников Альп, известняков Созио Сицилии, средних продуктусовых известняков Соляного кряжа Индии, серии лопинг Южного Китая, слоев баслео острова Тимора. Изучение микрофауны кавказской перми привело А. Д. Миклухо-Маклая к установлению сходства ее с таковой Индо-Китая и острова Суматры.

Красноцветные конгломераты, развитые в районе перевалов Эпчик, Муху, долины р. Архыза и балки Никитиной на р. М. Лабе, как содержащие в гальке из битуминозных и рифовых известняков фораминифер *Neoschwagerina caucasica* Dutk., *Verbeekina verbeeki* Geinitz., *Colaniella parva*, *Pachyphloia multiseptata* Lange и др., должны быть исключены из пермских образований и отнесены к триасу.

В. Н. Робинсон предложил разделить палеозойские образования Кавказа на нижнепалеозойские, охватывающие кембрий и силур, среднепалеозойские, охватывающие девон и нижний карбон и верхнепалеозойские, составляемые из среднего и верхнего карбона и перми.

Нижний палеозой. Выполненный нами обзор стратиграфических данных показал, что относимые к нижнему палеозою породы фаунистически документированы чрезвычайно скудно и редко. Важно также, что общий литологический облик содержащих эти документы пород и степень их метаморфизма резко отличны от тех сланцев, которые протянуты полосой от р. Кубани до р. Белой и признаны нижнепалеозойскими. Важно и то, что геологи обычно оговаривают условность принимаемого

возраста. Наконец, поразительно частое отсутствие резкого углового несогласия и большой разницы в степени метаморфизма между сланцами, условно относимыми к нижнему палеозою, и докембрийскими толщами. Наоборот, по свидетельству В. Н. Робинсона, на участке между р. Б. Лабой и р. Урупом между докембрием и условным нижним палеозоем в фации довольно глубоко метаморфизированных пород незаметно никакого перерыва и несогласия.

Все это невольно заставляет нас вспомнить слова А. П. Герасимова, написанные им еще в 1929 г.: «Если отметить, что эти нижнепалеозойские *сланцы и известняки (бассейна Б. Лабы), представляя, вероятно, прямое* продолжение таких же пород долины Кубани, как по составу сланцев, так и по мраморизации известняков, отличаются от типичных нижнепалеозойских пород Мушта и Малки и, наоборот, *ближе стоят к нижней* свите моих древних пород, то, мне кажется, можно придти к заключению, что они относятся к той же докембрийской свите, как и эти последние».

Для выяснения справедливости этого заявления одного из лучших знатоков геологии Кавказа приведем в обзорной таблице современные данные по нижнему палеозою Передового хребта—преимущественной области его развития (табл. 2).

Табл. 2 показывает, что если в первых трех колонках допустить параллелизацию метаморфических толщ, то положение известняков окажется совершенно неясным: в первом разрезе они — среднекембрийские, археоциатовые, во втором — верхнесилурийские, коралловые. Синхронизация *же толщ трех остальных колонок не может быть ничем обоснована*, настолько эти толщи различны по вещественному составу и степени метаморфизма.

Средний палеозой ($D + C_{1+2}$). Из доступных нам литературных материалов можно было установить, что к девону отнесены на основании палеонтологической документации лишь породы по р. Теберде, частично по р. Аксауту. Во всех других случаях девон выделяется по общим геологическим соображениям. Условность такого отнесения во многих местах совершенно очевидна. Для большей наглядности сопоставление девонских разрезов Передового хребта иллюстрируется табл. 3.

В табл. 3 отчетливо видна значительная пестрота пород разных колонок, и *только отдельные их части чисто литологически сопоставимы* друг с другом. В этом отношении обращает на себя внимание вулканогенный комплекс с подстилающими сериями филлитовых сланцев колонок 1, 2 (*низы*) и 5-й (*низы*), всюду *однозначно отнесенный к среднему — нижнему* девону. Литологически сходны толщи разноцветных глинистых сланцев колонок 2 и 5-й, но они отнесены к разным стратиграфическим уровням и мощности их несоизмеримы (150 и 700 м). В общем, как синхронизировать между собой, так и причислять к девону большинство пачек в приведенных колонках, хотя с малой долей убедительности, можно будет только после тщательного исследования и фаунистического обоснования. Отметим большую пестроту мощностей, указываемых авторами, и отсутствие сколько-нибудь значительной метаморфизованности.

Верхний палеозой. Отложения среднего и верхнего карбона широко распространены в Передовом хребте. Они достаточно надежно и обильно документированы соответствующей флорой. Важно отметить, однако, что это в подавляющей части континентальные накопления.

Далеко не так убедительно возрастное положение всей красноцветной толщи. На геологических картах она, как и раньше, показана нижней пермью с разделением на верхний и нижний отделы —P_1^1 и P_1^2.

Таблица 2

Современные данные о колонках нижнего палеозоя Передового хребта

Бассейн р. Б. Лабы (по В. Н. Робинсону, 1945 г.)	Бассейн р. Уруна (по Г. Е. Пилюченко, 1937 г.)	Бассейн рр. Кафара и Б. Зеленчука (по Г. Е. Пилюченко, 1936 г.)	Бассейн р. Маруха		Бассейн р. Теберды (по К. А. Прокопову, 1936 г.)
			южный разрез (по В. Н. Робинсону, 1936 г.)	северный разрез (по В. Н. Робинсону, 1936 г.)	
Кварциты, филлиты, кварцево-хлорито-серицитовые и биотито-кварцевые сланцы; интрузии гранита, гнейсы, серпентиниты, гранитоиды Главного хребта (мощность 2000 м)	Различного рода метаморфизованные сланцы, во всей толще—пластовые интрузии порфиритов, кварц-туфопорфиритов, диориты (мощность 1000 м)	Верхняя сланцевая свита; эпидото-хлоритовые, хлоритовые роговообманковые сланцы	Филлитовые сланцы, известняк светло-зеленый, кварц, сланцы, известняк	Известняк, метаморфизованные песчаники и сланцы; серицитовые песчанисто-глинистые сланцы	Сетчатые известняки, глинистые сланцы в сопровождении красных аплитов и массивов диоритовых и габбро-диоритовых
Массивные мраморовидные известняки Cm; сланцевые известняки (мощность 400 м)	Известняки с фауной (мощность 300 м)	Известняки (мощность 150 м)	Порфириты и альбитофиры	Эти же породы, рассланцованные, темнозеленые; кварцпорфиры и альбитофиры	Аплиты с мраморизованным известняком; филлиты и различные сланцы
Рассланцованные кварцевые порфириты, переслаивающиеся с кварцево-хлоритовыми сланцами; кварцево-хлорито-эпидотовые сланцы (мощность 800 м)	Кварцево-хлоритовые, хлорито-эпидотовые, хлорито-серицитовые сланцы; метаморфизованные песчаники и конгломераты (мощность 200 м)	Нижняя сланцево-конгломератовая свита	Темнозеленые, фиолетовые хлоритовые и серицито-хлоритовые известковистые разности со слоем мрамора		

Таблица 3

Девонские разрезы Передового хребта

Бассейн р. Б. Лабы и р. Урупа (по В. Н. Робинсону, 1934 г.)	Бассейн р. Б. Зеленчука (по В. Н. Робинсону, 1943 г.)	Бассейн р. Маруха (по В. Н. Робинсону, 1936 г.)	Бассейн р. Аксаута (по В. Н. Робинсону, 1936 г.)	Бассейн р. Теберды
Рассланцованные кварцевые порфиры и их туфы; прослои порфиритов и конгломератов	Серые глинистые сланцы и песчаники; пачки известняков (мощность 200 м)	Известняк (мощность 40 м)	Глинистые сланцы и песчаники	Серые глинистые сланцы и песчаники; пачки известняков (мощность 500 м)
	Разных цветов глинистые сланцы и песчаники; белый известняк (мощность 150 м)	Серые, зеленоватые и темнокрасные глинистые сланцы и песчаники	Темносерый известняк с прослоями мергелистого материала (мощность 40 м)	Серые слоистые известняки разных цветов, глинистые сланцы. Серые массивные известняки (мощность 500 м)
Серые филлитовые сланцы	Пестрые сланцы, туфопесчаники, конгломераты с галькой кварцевых порфиров и известняков. Рассланцованные конгломераты, туфопесчаники и сланцы; прослои известняков (мощность 300 м)	Известняк с плохими остатками фауны (мощность 150 м)	Прослои известняка	Разных цветов глинистые сланцы и песчаники. Белый известняк. Пестрые глинистые сланцы, конгломераты, туфопесчаники с гальками кварцевых порфиров и известняков. Рассланцованные конгломераты, туфопесчаники, сланцы, известняки (мощность 700 м)
		Серые, зеленоватые и темнокрасные глинистые сланцы и песчаники	Серые глинистые сланцы	
	Серые филлитовые и глинистые сланцы; прослои песчаников и известняков; кварцевые порфировые туфы, прослои конгломератов. Рассланцованные кварцевые порфиры и их туфы. *Прослои порфиритов.* Прослои конгломератов. Серые филлитовые сланцы (мощность 600 м)	Известняк (мощность 40 м)	Темные известняки (мощность 100 м)	Серые филлитовые и глинистые сланцы, прослои песчаников и известняки. Кварцево-порфировые туфы; прослои конгломератов. Рассланцованные кварцевые порфиры и их туфы; *ниже—прослои порфиритов;* прослои конгломератов. Серые филлиты, сланцы (мощность 1000 м)

У В. Н. Робинсона (1946 г.) нижнепермский возраст обеих красноцветных толщ устанавливается на основании стратиграфического положения между палеонтологически охарактеризованными свитами верхнего карбона и верхней перми. Морские отложения верхней перми трансгрессивно залегают на разных горизонтах этих толщ. Отметим, кроме этого, находку по рр. Аксауту и Урупу в самых нижних горизонтах свиты в песчано-глинистых сланцах *Walchia pinniformis*.

Выделение красноцветной толщи как самостоятельного стратиграфического элемента на Северном Кавказе надо, повидимому, отнести ко времени работы И. И. Никшича «Пшекишская антиклиналь». Этот геолог (1924 г.) дает чрезвычайно детальный разрез красноцветной пачки по р. Белой в 2,7 км выше устья р. Киши. Общая мощность разреза равна 137,7 м. Данная пачка содержит пласты с волноприбойными знаками и лежит несогласно на метаморфизованных сланцах, перекрываясь известняками с фауной брахиопод. Определявший их по сборам с гор Гефо и Уруштен Ф. Н. Чернышев пришел к выводу о пермокарбоновом возрасте известняков, что дало возможность подлежащую красноцветную пачку считать верхнекарбоновой.

Дальнейшие основные сведения о красноцветной толще находятся в работах В. Н. Робинсона. Сначала (1932 г.) он делил ее по разрезу в бассейнах рр. Белой и Б. Лабы на три литологические свиты общей мощностью до 1500 м. В зоне Бамбака, на северном склоне хр. Дзюба, красноцветная толща лежит на слоях с флорой стефанского яруса, близ хр. Челепсы — на более древних отложениях продуктивной толщи; налегает она и прямо на гнейсы, метаморфические сланцы и известняки.

В другой работе (1937 г.) В. Н. Робинсон делит красноцветную толщу на два отдела: нижний — глинистые сланцы и песчаники и верхний — песчаники и конгломераты. Между отделами — следы перерыва; мощность нижнего отдела — 800 м, верхнего —1200 м.

В последнее время В. Н. Робинсон (1946 г.) указал, что в Промежуточной (между Главным и Передовым хребтами) зоне следы перерыва слабо выражены и выявляются с удалением к северу: конгломераты верхнего отдела перекрывают мало нарушенные слои нижнего карбона, затем резко несогласно налегают на складчатые толщи среднего карбона (р. Б. Лаба) и на более древние породы палеозоя, местами верхнего докембрия (р. Кубань). Отмечая залегание конгломератов под некоторым углом к поверхности древних пород, автор видит в этом признаки континентального накопления обломочных толщ у подножий поднимающихся горных хребтов. Такое наклонное залегание он устанавливает по рр. Б. Лабе и Урупу, где слои наклонены на северо-запад, затем в районе горы Кынырчат, где наклон слоев — к северо-востоку,—по р. Кубани в устье р. Культубе. Далее, согласно В. Н. Робинсону, разнообразие условий залегания пермских толщ показывает, что диастрофизм времени верхнего палеозоя выразился последовательно: в эпоху верхнего карбона — складкообразовательными движениями, в эпоху нижней перми — значительными глыбовыми поднятиями, особенно на юге (зона Главного хребта), а перед верхней пермью — слабыми колебательными движениями, завершившимися общим опусканием.

В работе этого автора подробно характеризуются и отложения верхней перми, документированные богатой фауной фораминифер и брахиопод. Различается нижняя толща, сложенная терригенными осадками с преобладанием глинистых сланцев, и верхняя — исключительно известняковая рифового типа. По автору, верхняя пермь на Северном Кавказе обнажается небольшими участками: в областях погружения тектонических зон — в

северо-западном погружении зоны Передового хребта (у впадения в р. М. Лабу р. Уруштена, по балке Никитиной и в верховьях р. Бескеса), Промежуточной зоны и зоны Главного хребта в бассейнах рр. Б. Лабы и Белой и ее притока р. Пшехи, а также в юго-восточном погружении зоны Главного хребта в Горной Осетии по р. Гизель-дону. Всюду слои верхней перми трансгрессивно налегают на различные более древние образования с резким угловым несогласием, кроме верхней красноцветной толщи, с которой они залегают почти согласно. В свою очередь верхняя пермь несогласно перекрыта осадками триаса. Мощность остатков верхнепермских пород, местами сохранившихся от предтриасового разрыва, обычно не превышает 300—400 м.

Наконец, В. Н. Робинсон особо выделяет свиту красных и серых конгломератов и песчаников, которые выступают в тектонических контактах в верховьях р. Архыза и у перевала Эпчик из сел. Теберды в сел. Даут. Конгломераты здесь почти сплошь состоят из гальки известняков с верхнепермской фауной. Это свидетельствует о размыве отложений верхней перми и, следовательно, о более молодом возрасте конгломератов, по облику вполне сходных с пермскими породами.

Красноцветная толща простирается на восток, прерываясь лишь в бассейне р. Кяфара и на водоразделе рр. Б. Зеленчука и Маруха; ее трансгрессивно перекрывают слои верхнего тоара.

На геологических картах красноцветная толща в большинстве случаев относится к низам нижней перми, составляя нижнюю красноцветную толщу, сложенную песчаниками и глинистыми сланцами (P_1^1). На водоразделе рр. Аксаута и Маруха и по долине р. Б. Зеленчука небольшими полями выделяется верхняя красноцветная толща из конгломератов и песчаников, принадлежащая также нижней перми (P_1^2). В верховьях долины р. Архыза показывается пятно верхней перми (P_2^k), состоящей из конгломератов.

Руководствуясь геологическими картами, можно отчетливо выделить две полосы пермских красноцветных толщ — южную и северную. На западе (в бассейне р. Б. Лабы) они сближаются, на востоке же полностью смыкаются чаще всего по тектоническим контактам. Получается общий контур из пород красноцветной толщи, замыкающий внутри себя отложения карбона, девона и нерасчлененного палеозоя. Таким образом, вырисовывается обширный сложный антиклинорий с красноцветной толщей на крыльях. Морфологически он выражен Передовым хребтом.

Ближайшие наблюдения, однако, показывают, что южная полоса,— назовем ее Архызской, — сложена преимущественно нормально осадочными песчаниками и конгломератами из хорошо окатанных округлых галек молочно-белого (жильного) кварца и известняков серого цвета; в резко подчиненном количестве наблюдаются гальки гранитов, гнейсов, порфиритов, зеленокаменных пород. Преобладают гальки размером голубиного яйца.

В других фациях выражены породы, слагающие северную полосу красноцветной толщи. Эту полосу назовем Чиликской. Прекрасные разрезы ее можно отлично изучать на северном крыле Передового хребта у подножия Чапальских возвышенностей и вдоль скалистых обрывов, увенчанных пирамидой Чилик-скала. Здесь снизу вверх вскрываются: а) пестроцветная пачка пород, состоящая из туфосланцев, аспидных сланцев (очень мало), тонких порфиритовых покровов; все окрашено то в красный, то в зеленоватый, то в черный цвет; мощность до 200 м; b) пачка красных туфопесчаников мощностью до 300 м; с) пачка грубых туфобрекчий

с лавовым цементом и крупных кусков порфиритов авгитовых и авгито-лабрадоровых. Вся эта пачка мощностью до 250—300 м также окрашена в интенсивный красный цвет.

Пачка, моноклинально падая в северном направлении, трансгрессивно перекрывается тоарскими отложениями. Например, в Чапальском массиве тоар ложится на туфопесчаники пачки «b» и пестроцветную пачку «a», тогда как на плато Хурук тоар ложится на туфобрекчии, т. е. пачку «c». Между красноцветными породами и тоаром наблюдается резкое угловое несогласие: тоар падает на СВ 30°∟10°, красноцветные породы — на СВ 60°∟45°. Также с большим угловым несогласием ложится базальный конгломерат тоара на красноцветную свиту по южной части плоскогорья Хурук.

Литологический состав красноцветов обусловливает тот дикий скалистый рельеф, который характерен для верховьев р. Бульварки — притока р. Урупа.

Уже давно многими геологами, начиная с Н. Барбот де Марни (1895 г.), А. А. Иностранцева (1896 г.) и И. В. Мушкетова (1896 г.), были описаны образования той же северной полосы под названием «палеовулканические породы р. Теберды и р. Кубани». Описывал их позднее и А. П. Герасимов (1922 г.). Наконец, в еще более поздней работе П. И. Лебедева (1930 г.) с большой подробностью описываются петрографические особенности красноцветной толщи по долинам рр. Теберды, Даута, Кубани. Названный автор указывает, что в состав красноцветной толщи входят песчаники, конгломераты, брекчии, породы андезито-трахитовой магмы, прослеживаемые по Теберде на протяжении 7 км, по Дауту —4—5 км, Кубани — 1—2 км.

Как видим, вещественный состав пород красноцветной толщи южной и северной полос настолько различен, что нет никаких оснований для синхронизации их по литологическому признаку. Палеонтологических же находок пока еще очень мало.

Для удобства весь изложенный материал, говорящий о распространении и фаунистической документированности выделяемых на Большом Кавказе палеозойских свит, нами сведен в табл. 4.

Таблица 4

Палеозойские свиты на Большом Кавказе

Системы	Литологический состав	Фауна или флора	Местность
Кембрий	Известняк Мраморовидный известняк	Трилобиты Археоциаты	Чегет-Лахран (р. Малка), хр. Дженту (западный склон)
Нижний силур	Фаунистически не доказан		
Верхний силур	Глинистые сланцы, аркозовые песчаники, известняки	Пелециподы, наутилиды, трилобиты	Уллу-Лахран, Чегет-Лахран (р. Малка)

Таблица 4 (продолжение)

Система	Литологический состав	Фауна и флора	Местность
Нижний девон	Фаунистически не доказан		
Верхний девон	Известняки, глинистые сланцы, песчаники, туфопесчаники	Кораллы, брахиоподы	рр. Ягур, Гидам —притоки р. Теберды; рр. Кубань, Аксаут
Верхний девон — нижний карбон (этрень)	Карбонатные породы	Фораминиферы, кораллы, брахиоподы	р. Гидам — приток р. Теберды; р. Суарык
Нижний карбон (турне)	Известняки	Фораминиферы, кораллы, брахиоподы; радиолярии (условно)	рр. Гидам, Теберда, Малка, Кубань (верховья), Тырны-ауз
Нижний карбон (визе)	Известняки	Кораллы	рр. М. Лаба, Ингури
Средний карбон	Конгломераты, песчаники, сланцы, угли, туфогены	Флора: каламиты, лепидодендроны	рр. М. Лаба и Б. Лаба; р. Бескес, хр. Бамбак, Ревунок, Чилик (Толстый бугор), Кяфар-Агурский хребет (западный склон), р. Кяфар, р. Б. Зеленчук, Каягановская балка, Пастухова балка, Белимтаткол, гора Карабек (р. Марух), Дымухчат (р. Марух), рр. Агур и Орта-Гидам (р. Теберда)
Верхний карбон	Конгломераты, песчаники, сланцы, угли	Флора: пекоптерис, сфенофиллюм	рр. М. Лаба (хр. Бамбак), Уруп, Худес, Тырны-ауз, Аксаут
Нижняя пермь	Красноцветные конгломераты, песчаники	Флора: вальхия	р. Аксаут (р. Гидам)
Верхняя пермь	Конгломераты, песчаники, сланцы, битуминозные и рифовые известняки	Фораминиферы, кораллы, губки, мшанки, брахиоподы, пелециподы, гастроподы, головоногие	рр. М. Лаба, Киша, гора Гефо, р. Уруштен, Раскол-скала, р. Бескес, хр. Пшекиш (р. Безымянная), хр. Дженту (хр. Абаго), верховья рр. Пшехи и Шиш

Как видим, стратиграфическое положение выделяемых толщ документально обосновано лишь для отдельных, разрозненных точек. Корреляция же и вытягивание свит на картах на большие пространства выполнены с большой условностью.

Табл. 4 можно выразить иначе, придав ей палеогеографический характер (табл. 5).

Таблица 5

Палеозойские свиты на Большом Кавказе

Возраст	Условия осадконакопления
Верхняя пермь	Морское осадконакопление
Нижняя пермь	Наземное »
Верхний карбон, Средний »	Угленосные наземные отложения
Нижний карбон, Верхний девон	Морское осадконакопление
Средний девон, Нижний »	Перерыв
Верхний силур	Морское осадконакопление
Нижний »	Перерыв
Кембрий	Морское осадконакопление

Эта краткая сводка наглядно показывает, что области срединного Кавказа с палеозойскими отложениями испытывали тогда колебательные движения, и условия накопления пород сменялись условиями их денудации.

Выводы из рассмотрения стратиграфии палеозоя

Анализ всего изложенного выше материала убеждает в следующем: 1) отложения всех систем палеозоя до нижнего карбона включительно фаунистически установлены в немногих, изолированных друг от друга точках; 2) имеются явные перерывы осадконакопления в течение нижнего силура, нижнего и частью среднего девона; 3) во время среднего и верхнего карбона и нижней перми установился континентальный режим, и морская седиментация имела ничтожное значение; 4) мощности осадков характеризуются умеренными и даже скорее небольшими величинами; 5) литологический состав отличается отсутствием специфических фаций: нет флиша, вулканогенные образования наблюдаются в подчиненном количестве; некоторые геологи склонны признать пермские конгломераты моласовыми образованиями; 6) часты коралловые известняки; резко различная метаморфизованность нижнепалеозойских, среднепалеозойских и верхнепалеозойских пород; последние неметаморфизованы, лежат несогласно на подлежащих толщах и очень слабо дислоцированы.

Современные геологические карты показывают, что на Большом Кавказе обширнейшие площади покрыты породами мезозоя и кайнозоя, тогда как докембрийские и палеозойские породы занимают весьма подчиненное распространение. В планиметрическом измерении по карте масштаба

1 : 1 000 000 породами докембрия покрыта площадь в 8800 км², породами палеозоя — в 3940 км², породами мезозоя — 81 020 км² (из них на долю юры приходится 48 690 км², причем на северном склоне — 28 510 км², на южном — 20 180 км²).

Контуром для подсчетов послужил контакт верхнего мела и палеогена. Приняв эту площадь за 100, получим, что докембрий покрывает 9,4%, палеозой — 4,2%, мезозой — 86,4% площади.

Ярко выражено огромное преобладание мезозойских пород в строении Кавказского горного сооружения. Можно, конечно, возразить, что эти цифры — кажущиеся, так как они получены измерением выходов пород на поверхность, и что малая площадь, занятая палеозоем, есть следствие нахождения его на глубине, еще недоступной эрозии. Но это возражение отпадает, если вспомнить, что в срединном Кавказе на больших пространствах установлено непосредственное налегание тоара и келловея прямо на докембрий. Таким образом, палеозой, скрытый на глубине, может занимать исключительно ограниченные площади. Напротив, все приведенные выше факты дают серьезное основание к еще большему уменьшению площадей распространения палеозоя, чем показывают цифры, полученные исчислением по карте, которая построена, как можно было видеть, на основании условного отнесения к палеозою ряда свит. Низы их, выраженные сильно метаморфизованными породами, скорее всего, будут при последующих исследованиях вновь возвращены докембрию; верхи же могут оказаться также уменьшенными за счет выделения вулканогенной части красноцветов из перми и перенесения ее в мезозой.

Весьма малая доля палеозойских пород находит гораздо более естественное объяснение не в действии грандиозных размывов, а в особом геологическом режиме в течение палеозойской эры. Нет данных представлять весь палеозойский Кавказ геосинклиналью, т. е. зоной большой подвижности, способной к длительным крупным прогибам, а следовательно, к накоплению мощных отложений разнообразных фаций, в том числе таких специфических, как вулканогенные и флишевые.

Отсутствие фактических данных и неубедительность ссылок на удаление денудацией предполагаемых огромных толщ заставляет нас отрицать существование геосинклинального режима в течение палеозоя на месте всего Большого Кавказа[1]. Как увидим, решающей для создания этой складчатой страны была мезозойская эра, именно киммерийский цикл формирования земной коры. Однако в пределах Большого Кавказа в палеозое была заложена небольшая геосинклинальная ложбина, которая довольно быстро прошла соответствующие этапы развития. Они не отличались ни большой силой дислокаций, ни большой напряженностью магматических явлений. Об этом мы судим по умеренной степени метаморфизма пород, по сравнительно малым телам интрузий и небольшому общему объему эффузивных накоплений.

Фактический материал показывает, что такая геосинклинальная ложбина заложилась в палеозое и существовала на территории которая в дальнейшем превратилась в полосу, именуемую Передовым хребтом. Именно здесь только и существуют палеозойские отложения в соответствующих мощностях на всем Большом Кавказе.

В. Н. Робинсон (1946 г.) указывает следующие мощности разных стратиграфических членов палеозоя Передового хребта (в метрах):

---

[1] Большинство кавказских геологов держится других представлений. (*Прим. ред.*)

верхняя пермь (P_2)	300
верхний отдел нижней перми (P_1^2)	2000
нижний » » » (P_1^1)	1000
верхи верхнего карбона (C_3—C_3^2)	600
низы » » (C_3^1—C) и средний карбон (C_2^1—C_3^2)	1700
верхи нижнего карбона (C_1^3)	2000
визейский ярус (C_1^2)	1500
турнейский » (C_1^1)	900
верхний девон (D_3)	1000
средний » (D_2)	700
средний и нижний девон ($D_2 + D_1$)	1000
верхний силур (S_2)	1500
верхний отдел нижнего палеозоя (P^3)	2000
средний » » » (P^2)	400
нижний » » » (P^1)	800
	17 400

Объединяя в более крупные стратиграфические единицы, получим следующие мощности (в метрах):

верхний палеозой ($P+C_{3+2}$)	5600
средний » (C_1+D+S_2)	8600
нижний » (Pz_1+Cm)	3200
	17 400

Учтя очень большую условность нижнего палеозоя и вероятность того, что часть относимых сюда пород, возможно, относится к докембрию, а часть — к среднему палеозою, можно округленно считать мощность последнего, достигающей 10 000 м.

Приведенный материал показывает, что геосинклинальный жолоб Передового хребта заложился в докембрийском субстрате в нижнем палеозое, но геосинклинального режима достиг в среднем палеозое, закончив главнейшие его фазы до среднего карбона, т. е. до начала верхнего палеозоя.

Как можно видеть, резко выделяется по своей мощности среднепалеозойский комплекс пород, среди которых имеются аспидные сланцы, возможный аналог флиша, и зеленокаменные образования, возникшие вследствие зеленокаменного перерождения вулканогенных, эффузивных, большей частью подводных накоплений. Среднепалеозойский комплекс выделяется также и интенсивной дислоцированностью, сильным метаморфизмом и резким несогласием, как с подлежащим докембрием, так и с покрывающими верхнепалеозойскими отложениями. Они выражены в главной массе континентальными песчаными, местами угленосными фациями и красноцветными конгломерато-песчаными накоплениями, гальки которых состоят из разнообразных подлежащих пород до докембрийских гнейсов и гранитов включительно. По существу это типичные моласы, отлагавшиеся в понижениях, обычно возникающих по периферии поднявшегося хребта и частью на его размытых пенепленизированных площадях.

Таким образом, на всем Большом Кавказе только в сложении зоны Передового хребта можно найти геологические документы, свидетельствующие о бывшей здесь геосинклинальной обстановке. Перед средним карбоном, — т. е. в судетскую фазу крупных движений земной коры,

палеозойская геосинклиналь Передового хребта закрывалась, вновь спаяв распавшийся здесь докембрийский субстрат. Однако посторогенная подвижность бывшей геосинклинальной ложбины до некоторой степени сохранилась, что обусловило проникновение сюда морей верхнепермских и триасовых эпох. Преобладание органогенных известняков с богатейшей фауной фораминифер, кораллов, мшанок, брахиопод и цефалопод, а также отложение почти исключительно карбонатных верхнепермских и триасовых пород убедительно показывают на шельфовый, наплитный характер их накопления.

Но эти позднепалеозойские и раннемезозойские погружения отдельных участков Западного Кавказа явились предвестниками нового этапа в развитии данной зоны земной коры, приведшего к созданию основ того Кавказского горного сооружения, которое мы теперь изучаем; это — мезозойский этап.

В т. IX «Геологии СССР» приведена таблица суммарной мощности всех имеющихся на Большом Кавказе напластований:

Система	Мощность, м	Система	Мощность, м
Четвертичная	300	Каменноугольная . .	5 300
Третичная	10 200	Девонская	3 000
Меловая	7 500	Готландий	1 400
Юрская	14 500	Нижний палеозой .	3 000
Триасовая	1 500		
Пермская	3 300		50 000

Если учесть сказанное и принять во внимание всю усредненность приведенных цифр, то все же с исключительной яркостью выступает огромное значение в сложении горного Кавказа мезозойских, особенно юрских пород.

Палеозойские отложения покрывают площадь округленно в 4000 км², мезозойские — в 90 000 км². Следовательно, ориентировочный объем палеозойских накоплений будет равен: 16 км · 4000 км² = 64 000 км³; объем же мезозойских выразится величиной: 23,5 км · 90 000 км² = 2 115 000 км³, из них половина юрских. Порядок величин получается несоизмеримый. Отсюда понятно, какое исключительное внимание должно быть обращено на юрский период развития кавказской структуры как с геологической точки зрения, так и с горнопромышленной [1].

[1] Автор правильно подчеркивает необходимость серьезного внимания к юрскому этапу развития Большого Кавказа, обычно (например, В. В. Белоусов) совершенно игнорируемому. Действительно, прообраз современного Большого Кавказа возникает в верхах лейаса — доггере (В. Е. Хаин и Л. Н. Леонтьев, 1950 г.). Однако трудно согласиться с автором, что Большой Кавказ в целом, а не только рассматриваемая им его часть, является в основном киммерийским сооружением. Как косвенное доказательство этого положения автор привлекает приведенный выше подсчет мощностей палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Следует оговорить, что в том же т. IX «Геологии СССР» (стр. 66—71 и 110—114) по этому вопросу даются и другие цифры, а именно: максимальная мощность палеозоя Северного Кавказа —21 000 м, а общая мощность мезозоя северокавказской зоны — всего 6500 м, в том числе юры —4000 м. Эти цифры не говорят о столь исключительной роли юрского этапа и об отсутствии на Большом Кавказе геосинклинального режима в палеозое. (*Прим. ред.*)

III. РАЗРАБОТКА СТРАТИГРАФИИ И ТЕКТОНИКИ НИЖНЕЮРСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ СЕВЕРНОГО СКЛОНА СРЕДИННОГО КАВКАЗА В ПРЕДЕЛАХ ЮРСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Вводные замечания

Приведенный выше разбор представлений о стратиграфии, вулканизме и тектонике палеозойских образований явился необходимым, так как эти образования на значительной площади срединного Кавказа входят в состав субстрата, лежащего в основании последующих мезозойских и кайнозойских накоплений.

Анализ развития субстрата привел нас к выводу о том, что не только северный склон срединной части Кавказа, но и вся территория его в течение палеозойской эры не проходила геосинклинального цикла эволюции в полном значении этого понятия. Данная территория вела себя как умеренно подвижная область земной коры, лишь на сравнительно короткое время нижнего и среднего палеозоя вступив в геосинклинальный режим на относительно небольшой территории. Тогда на ней, т. е. на площади будущего Передового хребта, отложилась толща значительной мощности, проявились орогенические движения, а также магматизм в фациях глубинных и поверхностных, эффузивных. Вероятно, малая площадь геосинклинали и геологическая кратковременность ее существования явились причиной слабого орогенеза и магматизма.

Юрские отложения широко развиты в продольной полосе между Главным и Скалистым хребтами. Морфологически она представляет депрессию, разделенную внутренним поднятием на восточную и западную. Первая расположена к востоку от перевала Штулу, вторая — к западу от долины р. Баксана. Промежуточная площадь между Баксаном и Череком представляет меридиональное, поперечное к Кавказскому простиранию поднятие.

В восточной части депрессии юрские отложения изучались нами совместно с другими сотрудниками Кавказской экспедиции Совета по изучению производительных сил Академии наук СССР с 1938 по 1940 г. включительно; в западной части автору удалось вести исследования с 1946 по 1950 г. Под его непосредственным руководством работали М. И. Врублевский, изучавший гидрогеологию юрских накоплений и их субстрата; В. С. Самарина, сосредоточившая внимание на гидрогеологии депрессии; Е. В. Мамонтова обрабатывала впервые обнаруженную ею микрофауну нижнеюрских песчано-глинистых образований ряда разрезов в депрессии; Е. Е. Мигачева изучала фауну головоногих из ааленских отложений и их стратиграфию; Н. А. Ансберг производил стратиграфо-тектонические исследования на участке депрессии от р. Кубани до р. Белой; А. М. Данилевич изучала триасовые отложения в бассейнах рр. Белой и Б. Лабы; геоморфологические наблюдения участка рр. Б. Лаба — Б. Зеленчук осуществила Н. А. Лебедева. Собранные ими материалы были обработаны под моим руководством, в ряде случаев при консультации А. В. Фурсенко, Г. Я. Крымгольца и А. Д. Миклухо-Маклая. Литологическое изучение нижнеюрских отложений западной части депрессии выполняли Н. В. Ренгартен и З. М. Старостина под руководством Л. В. Пустовалова.

В дальнейшем изложении автор, помимо своих личных полевых и лабораторных изысканий, использовал материал всех названных геологов — *сотрудников Кавказской экспедиции*.

Триас

Горные породы данной системы находятся лишь на весьма ограниченной площади в пределах средних частей бассейнов рр. Белой и Б. Лабы, т. е. на западном окончании срединного Кавказа, полностью отсутствуя в других местах северного склона Большого Кавказа.

Триасовые отложения были впервые открыты на Кавказе трагически погибшим молодым геологом В. И. Воробьевым (1896 г.). В дальнейшем эти отложения изучал В. Н. Робинсон, картировавший районы их распространения и разработавший подробную стратиграфическую колонку с фаунистическим обоснованием ее.

Преимущественным развитием пользуются карбонатные фации, терригенные же наблюдаются в подчиненном количестве. Выходы триасовых пород непрерывно прослеживаются на протяжении 40 км в пределах Передового хребта от сел. Сахрай в бассейне р. Белой до Никитиной балки в верховьях р. М. Лабы, а также местами и в верховьях рр. Маркопиджа и Бескеса. По В. Н. Робинсону (1932 г.), мощность триаса достигает здесь 1500 м.

В основании разреза несогласно и трансгрессивно на различных горизонтах палеозоя и докембрия залегают базальная пачка из конгломерата и горизонт неслоистого известняка небольшой мощности. Мощность базальной пачки в Черноречье и Никитиной балке — более 100 м. Выше следуют тонкослоистые, серые плойчатые известняки с прослоями более сланцеватых разностей, содержащих фауну, обычную для верхов скифского яруса.

Далее в восходящем разрезе идут фаунистически слабо охарактеризованные массивные плойчатые разности известняков. Это, по В. Н. Робинсону, горизонт горы М. Тхач. Если учесть, что на горе Б. Тхач на названном горизонте лежит известняково-мергельная свита с фауной верхней зоны анизийского яруса, то известняки М. Тхача можно принять за верхи нижнего триаса или низы среднего.

Выше анизийской известняково-сланцевой свиты на обоих Тхачах залегают темные глинистые сланцы с прослоями песчаников и сидеритовых конкреций. В глинистых сланцах найдена фауна верхов ладинского яруса.

На юго-восточном склоне горы Б. Тхач в сланцевой свите имеются пачка песчаников и мелкогалечный конгломерат, что может обозначать перерыв внутри свиты. Такой перерыв точно устанавливается между анизийским и ладинским ярусами в бассейне р. Сахрая. Здесь на различных горизонтах известняков скифского и анизийского яруса лежат грубые конгломераты, переходящие в песчаники и выше в глинистые сланцы с фауной ладинского яруса (*Daonella lommeli* Wism.). На основании небольшого углового несогласия ладинских конгломератов с более древними горизонтами триаса В. Н. Робинсон выделяет лабинскую фазу складчатости.

Отложения низов верхнего триаса наблюдались только в районах р. Сахрая и горы Б. Тхач в фации глинистых сланцев, повидимому, без перерыва сменяющих сланцы ладинского яруса. Границу между ними и карнийскими слоями в районе горы Б. Тхач В. Н. Робинсон проводит условно по непостоянному горизонту песчаников и известняков, выше которых уже встречается фауна карнийского возраста.

Песчаники и песчанистые известняки с маломощным базальным конгломератом слагают в Передовом хребте низы норийских слоев. Верхняя часть их выражена массивными и толстослоистыми, иногда песчанистыми, розовыми, красными и серыми известняками с богатой фауной. Мощность их равна 300 м. В самых верхних горизонтах наряду с верхнетриасовой фауной встречена и рэтская.

На юге Передового хребта узкой полосой идут норийские песчаники, чередующиеся со слоистыми известняками.

Приведенные сведения о триасе Кавказа дополнены и уточнены работой А. М. Данилевич, занимавшейся специальным изучением триасовых образований междуречья рр. Белой — Б. Лабы. Результаты своих наблюдений А. М. Данилевич изложила в монографии «Стратиграфия и фауна триаса Северного Кавказа» 1951 г.

Названный автор пришел к заключению о необходимости различать три района, разнящихся строением триасовых отложений,— юго-восточный, центральный и северный.

Юго-восточный район (рр. М. Лаба и Уруштен) характерен наличием нижнего триаса и отсутствием среднего, так что слои верхнего триаса лежат трансгрессивно.

Центральный район (горы Б. и М. Тхач) имеет все три отдела триаса, лежащих согласно и непрерывно.

Северо-западный район (р. Сахрай) содержит неполный разрез нижнего триаса, на котором с угловым несогласием лежит ладинский ярус среднего триаса и выше следуют оба яруса верхнего триаса.

А. М. Данилевич предлагает следующие стратиграфические схемы для выделяемых ею трех районов (табл. 6).

Юрские отложения

Юрские отложения целиком слагают пониженную область к северу от Главного и Передового хребтов, от долины р. Белой до р. Терека, следуя и далее на восток уже за пределами среднего Кавказа. В разных частях этой полосы до 500 км длиной юрские отложения имеют неодинаковый стратиграфический разрез и различные фациальные особенности. Юрские отложения южного склона резко отличны от таковых северного. Сказанное главным образом относится к нижнему и среднему отделам юрской системы. Удобно характеризовать и описывать образования этого возраста отдельно для западной, центральной и восточной частей северной депрессии и отдельно для южного склона.

1. Западная часть северной депрессии

В западной части северной депрессии между Передовым и Скалистым хребтами юрские породы лучше всего вскрываются по долинам больших рек и по их притокам. Вследствие этого удобно вести описание по бассейнам рек: 1) Белой, 2) Ходзи, 3) Б. и М. Лабы, 4) Урупа, 5) Б. и М. Зеленчука и 6) Кубани. Следовать в таком порядке удобно потому, что в западной части наблюдаются наиболее низкие горизонты нижнеюрских отложений.

Бассейн р. Белой

Первые сведения об юрских отложениях южнее станицы Каменномостной опубликовал в 1908 г. К. И. Богданович. Он отметил выше триасовых известняков темносерые, почти черные сланцы с *Posidonia bronni* Volt. тоарского яруса. Ими сложены горы и к югу от Скалистого хребта. Здесь на темных сланцах залегают более светлые песчанистые сланцы с частыми прослоями плотного желтого песчаника и конгломерата. Выше идут песчаники, которые К. И. Богданович принял за доггер.

Южнее съемок К. И. Богдановича в 1914 г. начал работать И. И. Никшич.

Таблица 6

Стратиграфические схемы триаса для юго-восточного, центрального и северо-западного районов

Ярусы	Горизонты, выделенные на Северном Кавказе	Юго-восточный район (рр. М. Лаба и Уруштен)	Центральный район (горы М. и Б. Тхач)	Северо-западный район (р. Сахрай)
Ретский	T_3^{3a}	Отложения отсутствуют	Песчаники и розовые известняки с *Modiola* sp., *Pinna* sp., *Megalodon* sp.	Отложения отсутствуют
Норийский	T_3^{2e}	Серые слоистые известняки с *Pseudomonotis caucasica*	Серые слоистые известняки с *Pseudomonotis caucasica*	Серые слоистые известняки с *Pseudomonotis caucasica*
	T_3^{2d}	Розовые перекристаллизованные известняки с *Septaliphoria fissicostata*	Розовые перекристаллизованные известняки с *Septaliphoria fissicostata*	Розовые перекристаллизованные известняки с *Septaliphoria fissicostata*
	T_3^{2c}	Розово-серые перекристаллизованные известняки с *Rhaetina turcica*, *Euxinella skirdaensis*	Розово-серые перекристаллизованные известняки с *Rhaetina turcica*, *Euxinella skirdaensis*	Розово-серые перекристаллизованные известняки с *Rhaetina turcica*, *Euxinella skirdaensis*
	T_3^{2b}	Бурые мергелистые известняки с *Rhaetina pyriformis* var. *caucasica*	Бурые мергелистые известняки с *Rhaetina pyriformis* var. *caucasica*	Губково-водорослевые массивные рифовые известняки с *Rhaetina pyriformis* var. *caucasica*
	T_3^{2a}	Кораллово-мшанковые рифовые известняки с *Athyris worobievi*	Серые песчанистые известняки с *Athyris worobievi*	Серые песчанистые известняки с *Athyris worobievi*
Карнийский	T_3^{1b}	Кварцевые песчаники с *Halobia austriaca*, *Indopecten glabra*	Кварцевые песчаники с *Halobia austriaca*, *Indopecten glabra*	Кварцевые песчаники с *Halobia austriaca*, *Indopecten glabra*
	T_3^{1a}	Кварцевые конгломераты	Кварцевые конгломераты	Кварцевые конгломераты

Таблица 6 (продолжение)

Ярус	Горизонты, выделенные на Северном Кавказе	Юго-восточный район (рр. М. Лаба и Уруштен)	Центральный район (горы М. и Б. Тхач)	Северо-западный район (р. Сахрай)
Ладинский	T_2^2	Отложения отсутствуют	Глинистые сланцы с прослоями песчаников с *Daonella lommeli*, *Posidonia wengensis*	Конгломераты, песчаники, глинистые сланцы с *Daonella lommeli*, *Posidonia wengensis*
Анизийский	T_2^{1b}	Отложения отсутствуют	Мергелистые сланцы с прослоями известняков *Sturia sansovini*, *Gymnites incultus*	Отложения отсутствуют
	T_2^{1a}	Серые слоистые известняки с редкими прослоями мергелей с *Leiophyllites pradiumna*	Серые слоистые известняки с редкими прослоями мергелей с *Celtites fortis*, *Leiophyllites pradiumna*	Серые слоистые известняки с редкими прослоями мергелей с *Celtites fortis* / Отложения отсутствуют
Скифский	T_1^d	Желтовато-серые песчанистые известняки	Желтовато-серые песчанистые известняки с *Pseudosageceras* sp.	Желтовато-серые песчанистые известняки / Отложения отсутствуют
	T_1^c	Серые слоистые известняки с *Pseudomonotis (Claraia) clarai*, *Ps. (Claraia) autita*, *Flemingites labaensis*	Серые слоистые известняки с *Pseudomonotis (Claraia) clarai*, *Pseudomonotis (Claraia) autita*	Серые слоистые известняки с *Flemingites labaensis*
	T_1^b	Желтые песчанистые известняки	Желтые песчанистые известняки	Желтые песчанистые известняки
	T_1^a	Конгломераты, песчаники с *Palaeopharus*	Конгломераты, песчаники	Песчаники

По его первым данным (1915 г.), стратиграфия юрских отложений здесь представлялась в восходящем разрезе:

J_1 (?) — свита тонкослоистых песчаников с тонкими глинистыми прослоями; вскрывается по р. Даху восточнее устья р. Сахрая и имеет мощность до 6 сажен (13 м).

J_1^{3t} — свита глинистых сланцев с многочисленными сферосидеритовыми конкрециями и тонкими песчанистыми прослоями; мощность до 80 сажен (170 м).

В нижней части свиты И. И. Никшичем собраны и определены характерные для тоара: *Harpoceras* (*Grammoceras*) *fallaciosum* Bayle., *Gr. gf. striatulum* Sow., *Gr. radians* Rei, *Gr.* sp. indet., *Hildoceras quadratum* Haug., *Leioceras subplanatum* Haug., *Posidonia bronni* Voltz (зоны Lias E и Lias B Квенштедта). О нижележащих песчаниках без фауны И. И. Никшич заметил, что они не могут быть моложе низов тоарского яруса.

$J_2^{aal_2}$ — толща глинистых сланцев с банками криноидных известняков, в основании которой в западной части района имеется галечник, отсутствующий в восточной (вдоль р. Даха), где глинистые сланцы сливаются с нижележащими.

Почти всюду криноидные известняки содержат *Leioceras costosum* Quenst., *L. opalinum* Rein., *Pecten ambiguus* Münst., *Pleurotomaria*, *Rhynchonella*, *Terebratula* и др. Это говорит о принадлежности известняков к зоне *Leioceras opalinum* верхнего аалена. Глинистые сланцы И. И. Никшич отнес к бату и байосу, отметив, что фауны в них не было найдено.

Выше трансгрессивно и несогласно залегают келловейские известковистые песчаники, отчасти глинистые с местными скоплениями железистого оолита.

Позже И. И. Никшич (1924 г.) описал ряд разрезов, характерных для района Пшекишской антиклинали (хр. Пшекиш). Юрские породы, местами с базальным конгломератом, трансгрессивно лежат на сильно метаморфизованных сланцах, на красноцветной толще и на пермо-карбоновых известняках (впоследствии они оказались верхнепермскими). В низах глинистых сланцев И. И. Никшич нашел *Hildoceras* cf. *quadratum* Haug., что указывает на тоарский возраст их.

В. Н. Робинсон (1932 г.) установил более древние отложения нижней юры в бассейне р. Белой. По В. Н. Робинсону, в хр. Пантерин (боковой отрог хр. Пшекиш) на известняках нижней перми несогласно лежит свита юрских песчаников с линзами мелкого кварцевого конгломерата (иногда конгломерат залегает и в основании свиты). Внизу — песчаники охристые, ракушняковые содержат *Pleurotomaria anglica* Sow., *Pl.* sp. indet., *Teinostoma euomphalus* Quenst., *Amberleya imbricata* Sow., A. sp. indet., *Arietites* cf. *pseudospirialis* Vad., *Ar.* sp. indet., *Cardinia* aff. *philea* d'Orb., *C.* sp. indet., *Praecomia* sp. indet., ex. gr. *tetragona* Terq., *Leda* (*Dacryomya*) sp. indet., *Belemnites* sp.

Определивший эту фауну В. Ф. Пчелинцев заключил, что она характерна только для нижнего лейаса или для верхов нижнего и низов среднего лейаса. Форм, типичных для низов среднего лейаса, нет. На этом основании В. Ф. Пчелинцев отнес содержащие фауну слои к лотарингскому ярусу. Мощность слоев лотарингского яруса осталась неизвестной.

В восходящем разрезе песчаники становятся мелкозернистыми и тонкослоистыми с плохо сохранившимися растительными остатками. Установить непосредственный контакт нижнелейасовых отложений хр. Пантерин с более молодыми юрскими породами нигде не удалось.

Приведенные данные были углублены нашими работами в 1947 и 1949 гг. Н. А. Ансбергом был записан ряд разрезов.

В левом борту долины р. Сахрая в 100 м ниже устья балки Лычевой вскрыты (снизу вверх):

Т — известняки темные тонкоплитчатые, плойчатые, видимой мощности 10—12 м.

J_1^{Dm} — песчаники серые, сланцеватые, слюдистые, неправильно-слоистые. Падение ЮЗ 180° ∠ 12—15°. Видимая мощность 3 м.

Они же вскрываются в устье балки Лысевой при отметках 660 м, с падением на З 270° ∠ 10—15°. В 200 м выше по балке Лычевой на них лежат (снизу вверх):

J_1^{Dm} — сильно песчанистые глинистые сланцы с отдельными прослоями слюдистых песчаников неправильнослоистых.

J_1^{Dm} — глинистые сланцы, чередующиеся с тонкими прослоями песчаника темно-серого, тонкозернистого, известковистого.

J_1^{Dm} — глинистые сланцы темные, почти черные, сильно мятые, при выветривании образующие мелкую игольчатую крошку. Мощность 50—56 м. Эти сланцы прослеживаются до дороги из сел. Ново-Прохладного в кордон Киша. Падение ЮЗ 210° ∠ 30—50°.

Такой же характер имеют породы, обнажающиеся по следующей к югу балке, впадающей слева в р. Сахрай. В глинистых сланцах (примерно 500—600 м выше устья балки) Н. А. Ансбергом собрана значительная по количеству, но однообразная фауна *Amaltheus margaritatus* Montf. и *Passaloteuthis milleri* Phill. (определения Г. Я. Крымгольца). Гипсометрически выше в глинистых сланцах появляются прослои песчаника светлого, кварцевого, известковистого, тонкозернистого, плитчатого. Вершина горы, доминирующая под окружающей местностью, сложена 110-метровым обрывом криноидных известняков, плитчатых, песчанистых ($J_2^{aal_2}$), падающих на ЮЗ 210° ∠ 15—18°. Скальные выходы этих известняков по простиранию протягиваются примерно на 5 км по гребню хр. Дудугуш.

Пересекая хр. Дудугуш в его северо-западной части, можно проследить изменения пород по простиранию. У пересечения балки Гош с дорогой из сел. Ново-Прохладного к поселку Дубзавод обнажаются:

J_1^{Dm} — сланцы глинистые темные. Падение ЮЗ 220—225° ∠ 20—25°. В глинистых сланцах редкие прослои известняка темного битуминозного, тонкоплитчатого. Далее:

J_1^{Dm} — песчаники светлые, полимиктовые, толстоплитчатые с прослоями песчанисто-глинистых сланцев. Падение ЮЗ 230° ∠ 80°.

Выше залегают сланцы темные, глинистые, скорлуповатые, содержащие фауну аммонитов и пелеципод. Падение ЮЗ 230° ∠ 50°.

Далее вверх склон задернован, но встречаются высыпки глинистых сланцев и куски тонкоплитчатого, мелкозернистого песчаника. На хр. Дудугуш развита свита чередующихся тонкоплитчатых песчаников и глинистых сланцев. Здесь наблюдается следующий разрез:

J_1^{3t} — песчаники светлые, кварцевые, средне- и грубозернистые, массивные и грубоплитняковые. Падение ЮЗ 212° ∠ 25—30°. Весь юго-западный склон хр. Дудугуш сложен массивными песчаниками, среди которых, судя по высыпкам, встречаются редкие прослои глинистых сланцев. Далее, на высоте примерно 700 м, обнажаются:

$J_1^{3t_2}$ — глинистые сланцы темные, скорлуповатые с сидеритовыми конкрециями. Падение, близкое к вертикальному. Простирание с северо-запада на юго-восток. В правом борту долины р. Белой почти у уреза воды против устья р. Липовой Н. А. Ансбергом собрана фауна, среди которой Г. Я. Крымгольцем определены белемниты и аммониты, характерные для верхнего тоара. Эти же сланцы вскрываются на левом берегу р. Белой, прослеживаются по р. Липовой на протяжении 1 км и с падением ЮЗ 210° ∠ 35—40° уходят под надвинутые на них массивные верхнепермские песчаники, светлые, розовые с прослоями конгломерата и микроконгломерата (низы базальной терригенной толщи верхней перми по схеме А. Д. Миклухо-Маклая).

Резко отличный разрез юрских пород наблюдается при движении по р. Сахраю на север от сел. Ново-Прохладного, около которого развиты известняки триаса, слагающие здесь антиклинальную складку. В 0,5 км ниже устья р. Безымянной (левый приток р. Сахрая) в тальвеге р. Сахрая, в левом и правом бортах вскрывается PCm(?) — гранит двухслюдяной, микроклиновый, структура — гипидиоморфно-зернистая, участками пойкилитовая. Минералогический состав: кварц —27—30%, калиевый полевой шпат — 40—45%, плагиоклаз —15—20%, мусковит и биотит—3—5%. Акцессорные — апатит, рудный минерал, кальцит.

Кварц — в довольно крупных, неправильной формы зернах с волнистым угасанием; контуры зерен часто сильно изогнутые, зазубренные.

Калиевый полевой шпат представлен микроклином с хорошо выраженной решеткой. Зерна микроклина не изменены; большей частью они крупные и часто заключают в себе более мелкие идиоморфные зерна плагиоклаза. Плагиоклаз сильно серицитизированный, ряда олигоклаза.

Мусковит и биотит рассеяны по породе мелкими, вытянутыми пластинками. Некоторые пластинки содержат мелкие зерна («пыль») рудного минерала. В 15 м ниже по течению наблюдается гранит более мелкозернистый и светлый. Темноцветные минералы отсутствуют. В граните — ксенолиты мраморизованного известняка. Этот гранит контактирует с мраморизованными известняками, содержащими угловатые зерна кварца и серицитизированного полевого шпата. В известняке имеются маломощные жилки гранита. В нескольких метрах от контакта наблюдается нормальный органогенный известняк триаса. Известняки темные, тонкоплитчатые. Они смяты в сложные мелкие складки, но при этом сохраняется общее падение всей пачки ЮЗ 230°∠40°. В 50 м ниже устья ручья, впадающего в р. Сахрай слева против устья р. Мамрюка, на темных плойчатых известняках лежат:

Т — грубый конгломерат, состоящий из хорошо окатанной гальки кварца и слабо окатанных, неправильных кусков нижележащих известняков, сцементированных известковистым песчаником. Конгломерат ложится с размывом и угловым несогласием; падение известняков ЮЗ 230—260° ∠ 25—35°; падение конгломератов СЗ 320° ∠ 25—30°. Мощность конгломератов 50—60 м.

Т — пачка чередующихся конгломератов и песчаников полимиктовых, грубозернистых, массивных. Падение прежнее — СЗ 320° ∠ 20—25°. Мощность 75—80 м.

Т — свита часто чередующихся глинистых известковистых сланцев и тонкоплитчатых известковистых песчаников. В восходящем разрезе количество песчаников убывает. Мощность около 150 м. В верхах свиты А. М. Данилевич найдена *Daonella lommeli* Wism.

J_1^{ta} — грубый кварцевый конгломерат с редкими слабо окатанными кусками триасового известняка. Конгломерат ложится на предыдущую свиту с ясно видимым угловым несогласием. Плоскость контакта падает на СВ 20° ∠ 20—25°. Мощность конгломерата 60—80 м.

В верхней части свиты в конгломератах начинают появляться прослои грубозернистого песчаника, а затем идут:

J_1^{ta} — свита песчаников светлых, кварцевых, средне- и крупнозернистых, с линзами и прослоями кварцевого, мелкогалечного конгломерата. Мощность 120—150 м.

J_1^{tb} — свита чередующихся песчаников светлых, кварцевых, мелкозернистых, плитчатых и темных глинистых сланцев. Мощность 80—90 м.

$J_1^{t+aal_1}$ — свита глинистых сланцев темных скорлуповатых, с прослоями сидеритовых конкреций и редкими прослоями темного известковистого, мелкозернистого, тонкоплитчатого песчаника.

Эта свита прослеживается по р. Сахраю от устья балки Меркулайки до впадения р. Сахрая в р. Дах. В некоторых участках свита обогащена песчаниками. Так, по р. Сахраю в 50 м от основания свиты развита пачка

мощностью 20 м, состоящая из чередования тонкоплитчатых песчаников и глинистых сланцев. Такая же пачка обнажается в левом борту долины р. Даха против устья р. Сахрая, в 200—250 м от кровли свиты. Мощность свиты глинистых сланцев, вскрывающейся по р. Сахраю до впадения ее в р. Дах и далее на север до подошвы Скалистого хребта, достигает 600 м. В глинистых сланцах И. И. Никшич (О. С. Вялов и И. И. Никшич, 1922 г.) собрал фауну: *Grammoceras fallaciosum* Bayle, *Gr.* cf. *striatulum* Sow., *Gr. radians* Rein., *Gr.* sp. indet., *Hildoceras quadratum* Haug., *Leioceras subplanatum* Haug., *Posidonia bronni* Voltz.

Н. А. Ансбергом по рр. Сахраю и Даху найдена фауна: *Grammoceras toarciense* d'Orb., *Gr. fallaciosum* Bayle, *Gr. radians* Rein., *Mytiloides dubius* Sow., *M. amygdaloides* Goldf., *M. gryphoides* Schloth., *Posidonia bronni* Voltz.

Непрерывные коренные обнажения встречаются по р. Белой на север от Даховского гранитного массива. На левом берегу р. Белой обнажаются:

PCm (?) — граниты красные, полевошпатовые. На них лежат:

PCm — свита гнейсов, слюдяных и хлоритово-слюдяных сланцев и змеевиков. Мощность этой свиты 120—200 м.

J_1^{ta} — песчаники светлые, в основном кварцевые, средне- и грубозернистые, массивные. В основании песчаников наблюдается иногда базальный конгломерат, сложенный крупными валунами и остроугольными кусками змеевиков, розовых гранитов и слюдяных сланцев, а также галькой кварца. Падение песчаников выдерживается в пределах СЗ 315—340° ∠ 40—50°. Мощность их по р. Сюзу достигает 120 м, в то время как непосредственно в тальвеге р. Белой она составляет только 25—30 м. Такое резкое изменение мощности объясняется тектоническим характером контакта гранитов.

Выше по склону обнажаются:

J_1^{tb} — свита чередующихся песчаников кварцевых, известковистых, тонкоплитчатых и глинистых сланцев. Мощность 35—40 м.

$J_1^{t+aal_1}$ — *свита глинистых сланцев темных, скорлуповатых с конкрециями сидерита.* Падение у пересечения р. Сюза с дорогой из станицы Даховской и сел. Хамышки СЗ 315 ° ∠ 40°. Здесь на глинистых сланцах лежит:

$J_2^{aal_2}$ — *карбонатная пачка — криноидные известняки с прослоями глинистых* сланцев. В основании — конгломератовидный, железистый, песчанистый известняк с фауной аммонитов. Падение СЗ 240° ∠ 40°. Видимая мощность 12—15 м. В левом борту долины р. Белой эти же породы падают на СВ 50° ∠ 40° и под ними обнажаются глинистые сланцы.

В 500 м ниже устья р. Сюза в левом борту долины р. Белой наблюдается следующий разрез:

$J_1^{t+aal_1}$ — глинистые сланцы темные, скорлуповатые с горизонтами сидеритовых конкреций. Падение ЮЗ 200° ∠ 50—60°. Видимая мощность 50 м. Севернее угол падения постепенно уменьшается, и в 1 км от устья р. Сюза сланцы имеют падение СВ 25—30° ∠ до 30°. Севернее падение наблюдается почти до моста через р. Белую в станице Даховской, но в 200 м выше моста угол падения составляет всего около 5°, а непосредственно у моста сланцы полого падают на юг. Более полный разрез карбонатной пачки ($J_2^{aal_2}$) можно наблюдать на северном склоне горы Гут в 3 км южнее станицы Даховской:

$J_1^{t+aal_1}$ — темные сланцеватые глины с прослоями грубоплитняковых песчанистых известняков. Падение ЮЗ 250° ∠ 25°. Видимая мощность 15—20 м.

$J_2^{aal_2}$ — известняк грубоплитчатый, светлый, крупнозернистый с охристыми зернами. Мощность 15 м.

$J_2^{aal_2}$ — *известняк тонкоплитчатый серый, мелкозернистый, плотный, с прослоями* слабоохристого глинистого известняка, содержащего мелкую гальку кварца. Падение ЮЗ 250° ∠ 25—30°. Мощность 35—40 м.

$J_2^{aal_2}$ — известняк бурый, слабо охристый, грубоплитчатый. Мощность 5 м. В прослоях глинистых сланцев из основания свиты Е. В. Мамонтовой собрана и определена микрофауна: *Nodosaria, Frondicularia, Vaginulina, Cristellaria.*

Для полноты описания характера обнажений нижнеюрских пород бассейна р. Белой приведем некоторые данные, касающиеся южной части исследованной площади в бассейне р. Белой. К северу от сел. Гузерипль (левобережье р. Белой) обнажаются:

J_1^{ta} — песчаники серые, кварцевые, грубо- и среднезернистые, массивные. Видимая мощность 45—50 м.

$J_1^{t+aal_1}$ —глинистые сланцы темные, плотные, сильно перемятые.

Эти сланцы падают на юг, и хорошие обнажения их прослеживаются по р. Жолобной. В 50 м выше моста через р. Жолобную у южной окраины сел. Гузерипль в свите глинистых сланцев найдены *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle и. *Grammoceras* cf. *aalense* Zeit.; в 550 м выше моста — *Grammoceras* cf. *toarciense* d'Orb., а в 1 км выше моста —*Pseudoleioceras* sp. и *Mesoteuthis* cf. *dorsalis* Phill.

Сопоставляя описанные нами обнажения, а также учитывая приведенные литературные данные, можно составить следующую схему стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений бассейна р. Белой (рис. 1):

J_1^{Ltg} — свита песчаников с линзами мелкого кварцевого конгломерата. Песчаники в нижней части охристые, ракушняковые; выше—мелкозернистые, тонкоплитчатые с растительными остатками. Мощность не установлена. В линзах ракушняка, залегающего в основании свиты, В. Н. Робинсоном (1932 г.) собрана фауна: *Pleurotomaria anglica* Sow. *Pl.* sp. indet., *Teinostoma euomphalus* Quenst., *Amberleya imbricata* Sow., *A.* sp. indet., *Arietites* cf. *pseudospirialis* Vad., *A.* sp. indet., *Cardinia* aff. *philea* d'Orb., *C.* sp. indet., *Praeconia* sp. indet. ex gr. *tetragona* Terq., *Leda* (*Dacryomya*) sp. indet. и *Belemnites* sp.

Взаимоотношение этих песчаников с более молодыми нижнеюрскими породами в бассейне р. Белой неизвестно, так как в одном разрезе они не встречаются.

J_1^{Dm} — свита глинистых сланцев, в нижней части песчанистых с прослоями песчаника темносерого, тонкозернистого, известковистого. В основании свиты — горизонт песчаников серых, слюдистых, неправильно слоистых. В 30—40 м от подошвы глинистых сланцев в них найдена многочисленная, но однообразная фауна: *Amaltheus margaritatus* Montf. и *Passalothuthi milleri* Phyll. Мощность 400—420 м.

J_1^{Dm} — свита песчаников серых, полимиктовых, тонко- и грубоплитчатых, мелко- и среднезернистых, иногда известковистых, чередующихся с песчано-глинистыми сланцами, темными, слюдистыми. Мощность 320—350 м. В верхней части свиты количество песчаников постепенно убывает, и на протяжении последних 70—80 м песчаники встречаются в виде отдельных прослоев.

J_1^{ta} — свита песчаников светлых, кварцевых, средне- и грубозернистых, массивных и грубоплитчатых с линзами и прослоями кварцевого мелкогалечного конгломерата. В основании свиты местами лежит базальный конгломерат из гальки и валунов нижележащих пород, иногда (р. Сахрай), достигающий 50—60 м мощности. Мощность свиты до 350 м.

J_1^{tb} — свита чередующихся песчаников светлых, кварцевых, мелкозернистых, плитчатых и темных глинистых сланцев. Свита является переходной между массивными песчаниками и вышележащей свитой глинистых сланцев. Повсеместного развития не имеет. В тех случаях, когда она хорошо развита, ее мощность достигает 80—90 м.

$J_1^{t+aal_1}$ — свита глинистых сланцев темных, скорлуповатых с прослоями темного известковистого, мелкозернистого, тонкоплитчатого песчаника и темного битуминозного, тонкоплитчатого известняка. В сланцах часто встречаются сидеритовые конкреции, как рассеянные по разрезу, так и собранные в слои, выдерживающиеся по простиранию. В 50 м от подошвы и в 200—250 м от кровли свиты появляются пачки песчаников тонкоплитчатых, чередующихся с глинистыми сланцами по 20 м мощности. Общая мощность свиты достигает 600 м. В различных горизонтах глинистых сланцев как у подошвы, так и у кровли встречается фауна: *Crammoceras fallaciosum* Bayle, *Gr.* cf. *striatulum* Sow., *Gr. radians* Rein., *Gr. toarciense* d'Orb., *Gr.* sp. indet., *Hildoceras quadratum* Haug., *Leioceras subplanatum* Haug., *Hammatoceras* ex gr. *insigne* Schübl., *Mesoteuthis tripartita* Schloth., *Mytiloides dubius* Sow., *M. amygdaloides* Goldf., *M. gryphoides* Schloth., *Posidonia bronni* Voltz.

$J_2^{aal_2}$ — карбонатная пачка — тонко- и толстоплитчатые, зернистые и криноидные известняки, иногда охристые и содержащие мелкую гальку кварца, с прослоями глинистых сланцев. В основании пачки местами (р. Сюз) — конгломератовидный, железистый песчанистый известняк. В породах карбонатной пачки встречена макрофауна: *Leioceras costosum* Quenst., *L. opalinum* Rein., *Pecten ambiquus* Münst., *Pleurotomaria* sp., *Rhynchonella* sp., *Terebratula* sp. и микрофауна: *Nodosaria*, *Frondicularia*, *Vaginulina*, *Cristellaria*. Мощность до 70 м.

Характер залегания и взаимоотношения пород в бассейне р. Белой, как и в других районах описываемой территории, удобно показывать путем составления и описания поперечных профилей, проведенных в основном в крест простирания пород. Для бассейна р. Белой такой профиль построен от сел. Гузерипль на юге до станицы Каменномостской на севере, т. е. почти точно по меридиану. В южной части у сел. Гузерипль и несколько к северу от него обнажаются темные глинистые сланцы ($J_1^{t+aal_1}$), смятые в крутые складки и иногда поставленные на голову. Углы падения резко меняются, но простирание сохраняется почти без изменений и выдерживается в широтном направлении. В 700 м к северу от сел. Гузерипль глинистые сланцы сменяются массивными песчаниками. При этом с приближением к песчаникам залегание сланцев становится все более спокойным, а в непосредственной близости к ним они падают на ЮВ 165° ∠40°, т. е. имеют такое же падение, как и песчаники, и лежат с ними

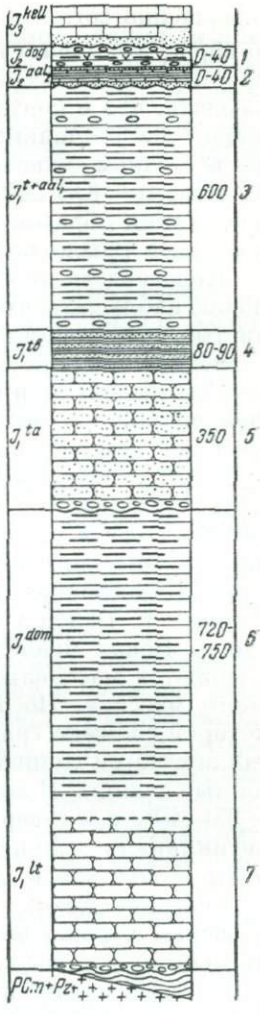

Рис. 1. Стратиграфическая колонка нижне- и среднеюрских отложений бассейна р. Белой

1— глинистые сланцы с прослоями сидеритовых конкреций с фауной; *2*— карбонатная пачка с фауной; *3*— глинистые сланцы с прослоями сидеритовых конкреций с фауной; *4*—чередующиеся тонкоплитчатые песчаники и глинистые сланцы; *5* — песчаники кварцевые массивные с базальным конгломератом в основании; *6*— глинистые сланцы с прослоями известковистого песчаника с фауной; 7—песчаники полимиктовые с фауной и базальным конгломератом (мощность не установлена).

совершенно согласно. Песчаники J_1^t имеют видимую мощность 40—50 м и по сбросу граничат с красноцветными породами верхней перми. Сброс имеет простирание с северо-запада на юго-восток, и к северо-западу можно наблюдать, что в контакт с красноцветами приходят глинистые сланцы, лежащие на песчаниках. Свита песчаников слагает здесь возвышенность, на восточном склоне которой песчаники имеют падение ЮВ 165°∠60°, на южном —ЮЗ 220° ∠60°, а в северо-западной части — СЗ 330° ∠50—60°. Таким образом, песчаники слагают антиклинальную складку, северо-восточное крыло которой срезано сбросом.

Непосредственно в тальвеге р. Белой и местами по ее левому берегу можно наблюдать, что ниже песчаников лежат триасовые известняки. Глинистые сланцы повторяют падение песчаников и только с удалением от последних приобретают более интенсивную складчатость. Красноцветные породы обнажаются по р. Белой почти до сел. Хамышки и образуют в общем спокойную антиклинальную складку, ориентированную с юго-востока на северо-запад. Падение в юго-западном крыле ЮЗ 205—210° ∠25—30°, в северо-восточном — СЗ 320—330°∠20—25°. Северная граница красноцветных пород имеет также тектонический характер. В 1 км вверх от устья р. Липовой в ее тальвеге видно, что верхнепермские песчаники, имеющие падение СЗ 320°∠25°,надвинуты на тоарские глинистые сланцы, падающие на ЮЗ 210° ∠35—40°. Глинистые сланцы выполняют долину р. Белой у сел. Хамышки и у северной окраины этого селения, где р. Белая меняет свое направление с северо-западного на северное, сменяются массивными песчаниками, слагающими южную часть Даховского массива. Последний в общем имеет характер антиклинали, ядро которой сложено гранитами, змеевиками докембрийскими гнейсами и кристаллическими сланцами, а на крыльях развиты тоарские песчаники и глинистые сланцы. В южном крыле песчаники имеют падение ЮЗ 200—210° ∠35—40°, а в северном — СЗ 315—340° ∠40—45°. Довольно спокойная антиклиналь осложнена разрывами, по которым ядерная часть ее — граниты — поднялась вверх, как бы «проткнув» облекающие породы.

Севернее Даховского массива развитые там глинистые сланцы тоара образуют хорошо выраженную синклиналь, в ядре которой сохранились от размыва породы карбонатной пачки. Глинистые сланцы в южном крыле синклинали падают на СЗ 315°∠40°, а в северном — на ЮЗ 200°∠50—60°. Карбонатная пачка ($J_2^{aal_2}$) ложится на глинистые сланцы с размывом, имея в основании конгломератовидный, песчанистый, железистый известняк, содержащий гальку глинистых сланцев. Наблюдается угловое несогласие между этими свитами: породы карбонатной пачки в южном крыле синклинали имеют падение СВ 50°∠40°, а в северном —ЮЗ 240°∠40°. При движении на север наблюдается постепенно выполаживание глинистых сланцев, а затем они приобретают северное падение, которое сохраняется до моста через р. Белую в станице Даховской. Севернее моста сланцы опять падают в южном направлении. Таким образом, к северу от Даховского массива глинистые сланцы слагают две синклинали, разделенные пологой антиклиналью.

Наконец, уже под известняками Скалистого хребта южнее станицы Каменномостской снова наблюдается антиклинальная структура, сложенная плойчатыми известняками карнийского яруса триаса[1] и гранитами типа даховских. Граниты, обнажающиеся в устьевой части балки Б. Руфабго,являются ядром антиклинали и так же, как и в Даховском массиве, «протыкают» вышележащие отложения. В северной части антиклинали

[1] Возраст — по В. Н. Робинсону (1946 г.).

на триасовых известняках, интенсивно смятых в мелкие складки (к ним очень подходит название «плойчатые»), лежит базальный конгломерат, а затем — песчаники и глинистые сланцы тоара. В северном крыле непосредственно на триасовые известняки и даже на граниты ложатся келловейские известковистые песчаники. Это свидетельствует, что разрывы произошли до келловейской трансгрессии.

Бассейн р. Ходзь

Геологически освещен очень слабо. Известны лишь отдельные замечания, связанные главным образом с находками фауны в верховьях самой р. Ходзь и ее правого притока р. Бугунжа. В. Н. Робинсон, например, собрал фауну в песчанистых сланцеватых глинах в правом притоке р. Ходзи у Табунной дороги. По определениям В. Ф. Пчелинцева, *Pleurotomaria anglica* Sow., *Pl. amelthei* Quenst., *Pl. subnodosa* Münst., *Pl.* sp. indet., *Oxytoma* sp. indet. ex gr., *inaequivalve* Sow., *Praeconia* sp. indet., *Liostrea* sp. indet. являются характерными формами для самых низов среднего лейаса. Эти песчанисто-сланцеватые глины в лежачем боку контактируют по сбросу с красными известняками триаса.

Исходя из литологического и фаунистического сходства, В. Н. Робинсон высказал предположение, что породы, вскрывающиеся в верховьях р. Ходзи, соответствуют верхним горизонтам разреза хр. Пантерин.

По левому притоку р. Ходзи — р. Кунке в прослоях известняков, встречающихся в верхней части свиты сланцеватых глин и слоистых песчаников, найдена фауна: *Parallelodon aviculinum* Schafh., *Pleurotomaria anglica* Sow., *Pl. coarctata* Stol., *Pl. princeps* Dunk., *Pl.* cf. *ellipsoidea* d'Orb., *Pl.* sp. indet., *Sissena kunkensis* Pčel., *Cryptaenia expansa* Sow., *C. rotellaeformis* Dunk., *Discochelix orbis* Reuss., *Amberleya alpina* Sow., *A.* sp. indet., *Trochus kunkensis* Pčel., *Tr* (*Epulotrochus*) *epulus* d'Orb. Определивший ее В. Ф. Пчелинцев говорит о плинсбахском возрасте вмещающих эту фауну пород.

Отсюда же А. С. Моисеевым определены брахиоподы: *Spiriferina walkotti* Sow., *Rhynchonella variabilis* var. *major* Rau., *Rh. curviceps* Quenst., *Rh. pontica* Moiss., *Terebratula punctata* Sow., *Zeilleria subdigona* Opp., *Z. subnumismalis* Desl. — формы, характерные для среднего лейаса.

Более молодая фауна, отвечающая уже верхам среднего лейаса, именно, домерскому ярусу, собрана В. Н. Робинсоном в темных песчанистых глинах и сланцеватых песчаниках по р. Бугунжу в 2 км выше впадения в нее р. Тхача: *Oxytoma oppeli* Roll., *Chlamys priscus* Schloth., *Ch. reutligensis* St., *Modiola pelops* d'Orb., *Leda graphica* Tate, *L. complanata* Phill., *Cypricardia cucullata* Goldf., *Pleurotomaria* aff. *hierlatzensis* Hörn., *Pl. subnodosa* Münst., *Trochus heliciformis* Zit.

Показывая на геологической карте бассейна р. Ходзи отложения верхнего лейаса и средней юры, В. Н. Робинсон оговаривается, что район их распространения исследован маршрутно, и геологическая карта не претендует для этих мест на достаточную точность. Наши исследования позволили с большей подробностью осветить геологию этого бассейна в районе станицы Баговской и южнее по линии горы Красная Скала — гора Полковая. Обнажений с приведенной выше фауной нам изучать не удалось.

Приведем описание ряда наблюденных нами разрезов.

На северо-восточном склоне безымянной высоты, в 3 км восточнее горы Красная Скала в отвесных обрывах обнажаются:

Т — розовые массивные известняки с фауной *Pseudomonotis caucasica* Wittenb. (верхи норийского яруса по Робинсону). На них лежит:

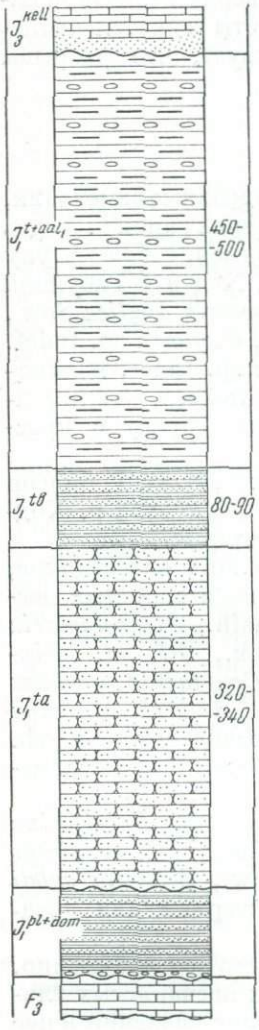

Рис. 2. Стратиграфическая колонка нижне- и среднеюрских отложений бассейна р. Ходзи.

1 — свита глинистых сланцев с фауной и горизонтами сидеритовых конкреций; *2* — свита чередующихся плитчатых песчаников и глинистых сланцев; *3* — песчаники массивные и грубоплитчатые с базальным конгломератом в основании; *4* — чередующиеся песчаники и глинистые сланцы; *5* — массивные известняки.

J_1^{ta} — базальный конгломерат из слабоокатанных кусков и валунов розовых и серых известняков и гальки молочно-белого кварца. Мощность до 4,5—6 м.

J_1^{ta} — песчаники светлые, грубо- и среднезернистые, *массивные и грубоплитчатые с прослоями и линзами* мелкогалечного кварцевого конгломерата.

Обломочный материал представлен в основном кварцем, но наблюдаются горизонты, обогащенные мусковитом. Падение С — СВ 0—10° ∠ 12—15°. Мощность 320—340 м. Выше следуют:

J_1^{tb} — тонкоплитчатые, тонкозернистые, слюдистые песчаники, чередующиеся с глинистыми слюдистыми сланцами. Породы этой свиты прослеживаются по р. Ходзи до устья р. Бугунжа; мощность их не превышает 80—90 м. Они полого падают на северо-восток под углом, почти *совпадающим с общим уклоном местности в этом направлении*. На породы песчано-сланцевой свиты с угловым несогласием налегают в виде останца криноидные известняки $J_1^{3aal_2}$ с прослоями глинистых сланцев и тонкоплитчатых песчаников. Падение их ЮЗ 200° ∠ 12°. Видимая мощность 3—4 м.

В 1,5 км выше южной околицы станицы Баговской свиту чередующихся песчаников и глинистых сланцев J_1^{tb} сменяет: $J_1^{t+aal_1}$ — свита глинистых сланцев темных, скорлуповатых с горизонтами сидеритовых конкреций и редкими прослоями тонкозернистого известковистого песчаника. В глинистых сланцах собрана фауна: *Grammoceras toarciense* d'Orb., *Pseudogrammoceras* cf. *fallaciosum* Bayle, *Mytiloides amygdaloides* Goldf., *M. dubius* Sow. Эти глинистые сланцы, падая главным образом на север и северо-восток, вскрываются по притокам р. Ходзи в районе самой станицы Баговской и несколько севернее уходят под келловейские осадки. Мощность 450—500 м (рис. 2).

Итак, стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений бассейна р. Ходзи может быть представлена такой схемой:

J_1^{Dm+Pl} — свита чередующихся сланцеватых песчанистых глин и слоистых песчаников; в средней части свиты — несколько прослоев криноидного известняка. В породах этой свиты найдена фауна плинсбахского и домерского ярусов среднего лейаса: *Pleurotomaria anglica* Sow., *Pl. amalthei* Quenst., *Pl. coarctata* Stol., *Pl. princeps* Dunk., *Pl. subnodosa* Münst., *Pl.* cf. *ellipsoidea* d'Orb., *Pl.* aff. *hierlatzensis* Hörn., *Pl.* sp. indet., *Oxytoma oppeli* Roll., *Ox.* sp. indet. ex gr. *inaequivalve* Sow., *Praeconia* sp. indet., *Liostrea* sp. indet., *Parallelodon aviculinum* Schafh, *Sissena kunkensis* Pčel., *Cryptaenia expansa* Sow., *C. rotellaeformis* Dunk., *Discochellis orbis* Reuss., *Amberleya aepina* Stol., *A.* sp. indet., *Trochus kunkensis* Pčel., *Tr. heliciformis* Leit., *Tr.* (*Epulotrochus*) *epulus* d'Orb., *Chlamys priscus* Schloth., *Ch. reutligensis* St., *Modiola pelops* d'Orb., *Leda graphica* Tate, *L. complanata* Phill., *Cypricardia cucullata* Goldf., *Spiriferina walkotti* Sow., *Rhynchonella variabilis var. major* Rau., *Rh. curviceps* Quenst., *Rh. pontica* Moiss.,

Terebratula punctata Sow., *Zeilleria subdigona* Opp., *Z. subnumismalis* Desl.

Условия залегания и мощность этой свиты остались невыясненными.

J_1^{ta} — свита массивных и грубоплитчатых светлых, кварцевых песчаников. В основании — базальный конгломерат, в основном из кусков известняков триаса и гальки кварца. Мощность базального конгломерата достигает 6 м. Песчаники имеют плохую сортировку и слабую окатанность частиц. Песчаники кварцевые, лишь в отдельных горизонтах они значительно обогащены слюдой (мусковитом).

Как и в бассейне р. Белой, по всему разрезу песчаников встречаются линзообразные прослои мелкогалечного конгломерата из хорошо окатанной гальки молочно-белого кварца. Мощность свиты 320—340 м.

J_1^{tb} — свита чередующихся плитчатых песчаников и глинистых сланцев. Плитки песчаников мощностью от нескольких сантиметров до 10—15 см чередуются с такими же по мощности прослоями глинистых сланцев. Песчаники тонкозернистые, плотные, в основном кварцевые, со значительным количеством слюды (мусковита) и с меньшим — полевого шпата. Цемент заполнения — глинистый и карбонатный. Глинистые сланцы темные, слюдистые, со скорлуповатой отдельностью. Изредка в сланцах встречаются караваеобразные глинисто-сидеритовые конкреции. Мощность свиты 80—90 м.

$J_1^{t+aal_1}$— свита глинистых сланцев темных, скорлуповатых с частыми горизонтами сидеритовых конкреций. Редко встречаются прослои очень плотного, темного известковистого песчаника и мергелистого известняка со структурой cone in cone. В глинистых сланцах, а также в сидеритовых конкрециях встречена фауна: *Pseudogrammoceras* cf. *fallaciosum* Bayle, *Grammoceras toarciense* d'Orb., *Gr.* cf. *striatulum* Sow., *Mesoteuthis triscissa* Janensch., *Mytiloides quenstedti* Pčel., *M. dubius* Sow., *Posidonia bronni* Voltz. Мощность свиты 450—500 м.

$J_2^{aal_2}$ — карбонатная пачка — криноидные известняки с прослоями известковистых песчаников и песчано-глинистых сланцев. Породы эти обнажаются на небольшой площади. Мощность 3—4 м.

Фундамент юрских образований высоко поднят только в южной части района, где обнажены верхненорийские массивные известняки. Далее на север до подошвы Скалистого хребта обнажаются только песчаники и глинистые сланцы тоара (рис. 3), в общем, спокойно падающие в северо-восточные румбы, образуя при этом пологие антиклинальные и синклинальные складки.

На северо-восточном склоне высоты встречен останец карбонатной пачки, с резким несогласием лежащий на свите чередующихся песчаников и глинистых сланцев. Породы карбонатной пачки падают на ЮЗ 200° ∠3—5°, породы песчано-сланцевой свиты — на СВ 10—20° ∠12—15°. Выходы криноидных известняков, образующих небольшой карнизик на склоне этой высоты, прослеживаются на протяжении 120—150 м. Ниже по склону встречены большие куски криноидного известняка, однако нигде в другом месте бассейна р. Ходзи коренных выходов этих пород наблюдать не удалось.

Бассейн рр. Б. Лабы и М. Лабы

В. И. Воробьев (1896 г.) и И. П. Толмачев 1907 г. в долине р. М. Лабы, в окрестностях станицы Псебайской, в известняках обрывов хр. Герпегем и осыпях на левой стороне долины р. М. Лабы собрали фауну, опре-

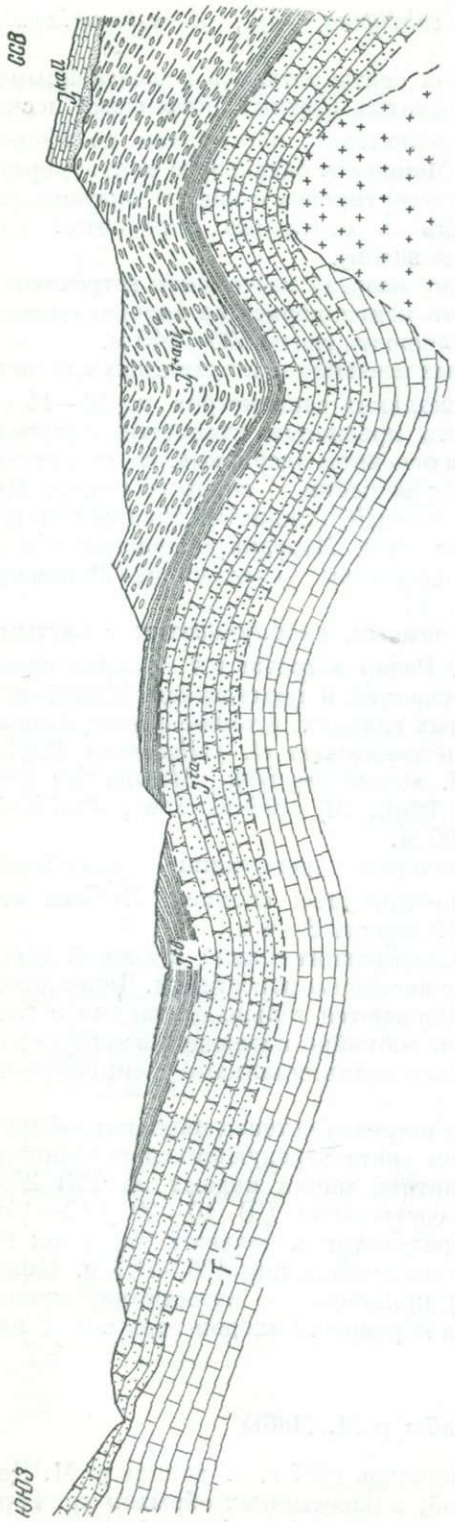

Рис. 3. Геологический профиль по р. Ходзи

деленную В. Ребиндером и описанную им в 1908 г. без привязки к разрезу. Фауна, по автору, указывала на присутствие келловея и оксфорда, возможно, секвана и, менее вероятно,— кимериджа.

Из сферосидеритов и в обломках без породы В. Ребиндером определены: *Belemnites* (*Megateuthis*) *gigantea* Schloth., *Poecilomorphus* aff. *macer* Buckm., *Parkinsonia Parkinsoni* Sow., *Belemnites* ex gr. *Pakillosi* Quenst.

В. Ребиндер пишет, что три первые формы являются, несомненно, байосскими, «...а белемниты из гр. *Pakillosi*, за отсутствием каких-либо лейасовых форм, указывают скорее на байос, чем на лейас». Основываясь на данных В. И. Воробьева и И. П. Толмачева, В. Ребиндер принимает, что при движении с севера на юг в долине р. М. Лабы обнажаются сперва известняки, падающие на СВ 50° под ∠15°, затем темносерые сланцеватые глины с прослоями сферосидерита, падающие на СВ 50° ∠15°. Выше станицы Псебайской р. М. Лаба пересекает толщу песчаников, которым подчинены сланцеватые глины. В лежачем боку песчаников залегают триасовые известняки.

В 1924—1925 гг. нижнеюрские отложения в этом районе изучал В. Н. Робинсон, по данным которого (1932 г.) восходящий разрез их рисуется следующим образом:

1. Свита толстослоистых мелкозернистых песчаников, в основании которых местами встречаются прослои мелкого конгломерата и ракушняка-детритуса с фауной верхов нижнего лейаса. На водоразделе между рр. Андрюком и Бескесом эти слои содержат фауну *Teinostoma euomphalus* Quenst. (лотарингский ярус).

Из самых низов юрских отложений с хр. М. Бамбак определена В. Ф. Пчелинцевым *Cryptaenia expansa* Sow.

2. Свита более слоистых песчаников с прослоями сланцеватых глин и несколькими слоями криноидного песчанистого известняка в верхней части.

3. Свита сланцеватых глин с прослоями песчаника.

4. Свита толстослоистых песчаников, которыми на протяжении от р. Б. Лабы до р. М. Лабы сложен хорошо выраженный в рельефе хребет (часть его — хр. Ахызырта).

5. Сланцеватые глины с убывающим вверх количеством песчаников. Несколько выше идет последний горизонт песчаников (гора Армянская).

6. Сланцеватые глины со сферосидеритами и фауной средней юры — байоса (южный склон хр. Герпегем).

В криноидном известняке свиты 2 ниже сел. Вериют по р. М. Лабе собрана фауна среднего лейаса: *Terebratula punctata* Sow. и *Rhynchonella persinuata* Rau. (определения А. С. Моисеева). Отмечая это, В. Н. Робинсон (1937 г.) указывает, что на правом склоне ущелья р. М. Лабы против сел. Вериют в сланцеватых песчаниках и глинах также встречены *Pseudomelania amalthei* Quenst. и *Mytiloides dubius* Sow., датирующие начало тоарского яруса. Что касается установления среднего лейаса по *Pseudomelania amalthei* Quenst., то это определение приходится считать условным вследствие недостаточной сохранности этой формы.

Очевидно, это обстоятельство не учел В. Н. Робинсон и на геологической карте верхних течений рр. Б. Лабы и Белой в 1944 г. провел границу между средним и верхним лейасом значительно севернее сел. Вериют. Различно можно решать вопрос и о возрасте второй снизу свиты песчаников (песчаники Ахызырта). В. Ф. Пчелинцев, указывая на отсутствие фаунистических остатков в этой свите, отмечает в связи с этим, что граница между лейасом и доггером проводится условно по смене отложений на сланцеватые глины со сферосидеритом, т. е. по кровле песчаников Ахызырта. В таком случае к тоару будет отнесена только свита песчаников, вышележащая же свита глинистых сланцев полностью отойдет к средней юре. Мощность всей описанной выше толщи юрских отложений, по мнению В. Н. Робинсона, превышает 1000 м. Другие исследователи, кроме песчаников, к тоару относят частично свиту глинистых сланцев, указывая, что в восходящем разрезе увеличивается количество песчаников и появляются банки криноидных известняков с нижнеааленской фауной. Еще выше в глинистых сланцах обнаружены байосские окаменелости. Свита тоара, по данным этих авторов, лежит трансгрессивно, а переход от тоара к аалену и байосу, насколько можно судить по их описанию,— постепенный. Мощность среднеюрских отложений по р. М. Лабе, по мнению некоторых геологов, достигает 600 м.

Работами сотрудников Кавказской экспедиции Академии наук СССР Н. В. Ренгартен и З. М. Старостиной здесь составлена следующая колонка.

1. Нижняя песчаниковая толща J_1^{2a}, в которой выделяются:

а) базальные слои — полимиктовые известково-сидеритовые песчаники с линзовидными прослоями конгломерата; мощность до 60 м;

б) свита песчаников того же состава, но с кремнисто-серицитовым и железистым цементом; мощность 65 м;

в) свита чередующихся песчанистых алевролитов, мелкозернистых песчаников и алевролитовых аргиллитов; мощность 157 м;

г) свита массивных толстослоистых песчаников; мощность 183 м. Общая мощность толщи — 465 м.

2. Нижняя толща глинисто-алевролитовых сланцев (J_1^{2b}), состоящая из пачек (мощностью 15—30 м) темносерых и черных алевролитовых и алевритовых глинистых сланцев, переслаивающихся с пластами (мощностью до 2—3 м) мелко- и среднезернистого, светлого, известковистого песчаника. Общая мощность толщи 80 м.

3. Верхняя толща массивных песчаников ($J_1^{3t_1}$). По р. Урупу и к востоку от нее песчаники выклиниваются и замещаются толщей тоарских песчано-глинистых пород.

4. Верхняя толща глинисто-алевролитовых сланцев.

5. Толща песчаников, известняков и алевролитов ааленского яруса.

Ряд обнажений был записан нами. В левом борту долины р. М. Лабы, в устье Безымянной балки, впадающей слева против балки Никитиной, обнажаются:

Т — тонкоплитчатые темные известняки, падающие на ЮЗ 270—280° ∠ 10—15°.

$J_1^{Lt_3}$ — базальный конгломерат преимущественно из гальки нижележащих известняков, а также гальки изверженных пород, кварца и известковистого песчаника. Мощность 1—2 м. К этому горизонту относятся найденные В. Н. Робинсоном на водоразделе рр. Андрюка и Бескеса и на хр. Н. Бамбак *Teinostoma euomphalus* Quenst. и *Cryptaenia expansa* Sow.

$J_1^{Lt_2+Pl}$ — песчаники светлые, зеленоватые, известковистые, мелкозернистые, плитчатые. В песчаниках — небольшие прослои мелкогалечного конгломерата. В основании свиты встречаются линзы песчаника, обогащенного битой ракушей. Видимая мощность около 30 м. Эти же породы вскрываются на правом берегу реки и прослеживаются до хут. Вериют.

J_1^{Pl+Dm} — пачки чередующихся песчаников зеленовато-серых, мелкозернистых, тонкоплитчатых и темных глинистых сланцев. Мощность прослоев песчаников 5—10 см, глинистых сланцев — 20—30 см. На плоскостях напластования песчаников встречаются обугленные растительные остатки. Мощность 90—110 м. Эта свита прослеживается по р. М. Лабе до устья ее левого притока р. Бурной.

Отсюда начинаются:

J_1^{ta} — песчаники светлые, кварцевые, грубозернистые, массивные и толстоплитчатые. В средней части пачки песчаники более тонкоплитчатые, встречаются прослои сланцеватых песчаников и песчано-глинистых сланцев. Мощность 100—110 м.

В 5—6 км ниже сел. Бурного долина р. М. Лабы сильно расширяется, и коренные обнажения исчезают. Обнажения более высоких горизонтов юрских пород можно проследить по р. Андрюку и параллельным ей балкам (Угольная, Кизил-Бек, Соленая).

По р. Андрюку выходят:

J_1^{ta} — крупногалечный конгломерат, массивный и грубоплитчатый. В гальке — кварц, гнейсы, зеленокаменные породы, слюдисто-хлоритовые и аспидные сланцы. Мощность 4—5 м.

J_1^{ta} — конгломерат мелкогалечный, преимущественно кварцевый; мощность 2—3 м.

J_1^{ta} — песчаники светлые, аркозовые, слюдистые, грубозернистые с редкими, тонкими прослоями глинистых сланцев. Мощность 8 м.

J_1^{ta} — песчаники белые, аркозовые, тонкозернистые, массивные. Мощность 8—10 м.

J_1^{ta} — песчаники желтоватые, грубозернистые, грубоплитчатые и массивные с флишевыми фигурами на плоскостях напластования. В песчаниках — горизонты и линзы конгломератов из хорошо окатанной гальки песчаников и кварца. Падение СВ 28° ∠ 12°. Мощность 80—90 м.

J_1^{tb} — пачка чередующихся темных глинистых сланцев и светлосерых, полимиктовых песчаников. В начале разреза на протяжении 5 м преобладают глинистые сланцы, а прослои песчаников имеют мощность 5—7 см. Выше преобладают грубоплитчатые песчаники, равномерно расслоенные темными глинистыми сланцами. Наконец, в верхней части свиты песчаники сохраняются только в виде отдельных слоев, через 2—3 м расслаивающих глинистые сланцы. Мощность всей свиты 45—50 м.

$J_1^{t+aal_1}$ — сланцы глинистые, темные, иногда песчанистые. Падение СВ 20° ∠14°. Видимая мощность 32 м. Обнажения глинистых сланцев кончаются в 150 м от южной окраины сел. Соленого. Снова обнажения этих же пород встречаем севернее сел. Соленого в правобережных возвышенностях р. Андрюка. Здесь по балке Межевой вскрываются:

$J_1^{t+aal_1}$ — глинистые сланцы темносерые с раковистым изломом. В сланцах — частые сидеритовые конкреции и фауна *Harpoceras* плохой сохранности. Падение — пологое, в северные румбы. Видимая мощность 8 м.

После небольшого перерыва снова обнажаются те же глинистые сланцы, но сидеритовые конкреции встречаются в виде прослоев. В глинистых сланцах найдены обломки *Harpoceras* sp. Падение СВ 20°∠10—12°. Отдельные выходы глинистых сланцев прослеживаются по склону до подножья Скалистого хребта.

Переход от песчаников к свите чередующихся глинистых сланцев и песчаников отчетливо виден в обнажениях по балке Соленой. Здесь на грубоплитчатых песчаниках J_1^{ta} лежат:

J_1^{tb} — свита чередующихся песчано-глинистых сланцев и светлосерых полимиктовых песчаников. Мощность 35—40 м.

$J_1^{t+aal_1}$ — глинистые сланцы, темные с концентрической отдельностью и прослоями сидеритовых конкреций. В основании свиты сланцев найдены *Harpoceras* sp. и *Belemnites* sp.

По р. Б. Лабе наблюдается подобный же характер напластования пород. Около поселка Азиатского на правом берегу реки обнажаются:

PCm + Pz — серпентиниты темнозеленые, сильно выветрелые.

$J_1^{Lt_2}$ — базальный конгломерат светлый, крупно- и среднегалечный, неслоистый. В гальке преобладают граниты, гнейсы, серпентиниты и кварц. Мощность до 2,5 м.

$J_1^{Lt_2+Pl}$ — песчаники полимиктовые, грубо- и среднезернистые, слюдистые. Грубость зерна уменьшается при движении вверх по разрезу. В песчаниках — прослои мелкогалечного кварцевого конгломерата. Мощность 40—45 м. Песчаники с падением СВ 50° ∠15° продолжаются до окраины поселка Райлесхоз, где у балки Мостовой их сменяют:

J_1^{Pl+Dm} — свита чередующихся плитчатых песчаников кварцевых, известковистых, тонкозернистых и песчано-глинистых, углистых сланцев. В прослоях глинистых сланцев — одиночные сидеритовые конкреции. В верхней части свиты количество песчаников убывает. Падение СВ 45—50° ∠10—15°. Мощность до 120 м.

J_1^{ta} — песчаники желтовато-серые, кварцевые, грубо- и среднезернистые, массивные. Местами в основании свиты и по разрезу встречаются маломощные прослои мелкогалечного конгломерата. В тех местах, где в основании залегает конгломерат, в нем, помимо кварца, можно наблюдать гальку глинистых сланцев, тонкозернистых песчаников и известняков. Песчаники с размывом ложатся на предыдущую свиту. Падение СВ 40° ∠9—10°. Мощность 80—100 м. Слагая обрывы в обоих бортах долины, имеющей характер ущелья, песчаники продолжаются до южной окраины сел. Курджиново.

J_1^{tb} — свита чередующихся песчаников кварцевых, слюдистых, средне- и мелкозернистых, плитчатых, с растительным детритусом и глинистых сланцев темных, слюдистых, углистых. В сланцах караваеобразные сидеритовые конкреции. Падение СВ 30° ∠13°. Мощность 50—60 м. Далее на север долина р. Б. Лабы расширяется; борта пологие и покрыты мощным плащом делювия. Продолжение разреза можно наблюдать по балке Псемен, впадающей слева у одноименного хутора. При движении вверх количество песчаников в свите постепенно убывает и на высоте около 900 м в тальвеге балки Псемен обнажаются:

$J_1^{t+aal_1}$ — глинистые сланцы темные, со скорлуповатой отдельностью и прослоями сидеритовых конкреций. В основании свиты найдены фауна *Grammoceras toarciense* d'Orb., *Mytiloides dubius* Sow., *M. amygdaloides* Goldf., *M. gryphoides* Schloth. Здесь же Е. В. Мамонтовой собрана и определена микрофауна: *Flabellina deslongchampsi* Terg., *F. liassica* K. и Z., *Cristellaria cultrata* Montf., *Cr. polygonata* Franke, *Cr. auctiangulata* Terg., *Frondicularia oolitica* Terg.

В 40 м от подошвы — в сланцах два прослоя темного мергелистого известняка со структурой cone in cone. Обнажения глинистых сланцев продолжаются с неболь-

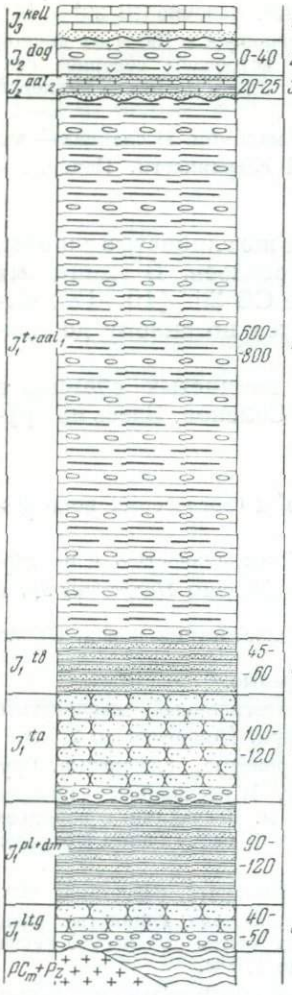

Рис. 4. Стратиграфическая колонка нижне- и среднеюрских отложений бассейна рр. Б. и М. Лабы.

1— известняки, мергели, известковистые песчаники; *2*— глинистые сланцы, огипсованные, с частыми прослоями сидеритовых конкреций; *3*—карбонатная пачка с фауной; *4*—глинистые сланцы с горизонтами сидеритовых конкреций с фауной; *5*— чередование песчаников кварцевых, слюдистых и глинистых сланцев; *6*— песчаники светлые кварцевые, грубо- и среднезернистые, массивные и грубоплитчатые; *7*— свита чередующихся песчаников кварцевых, известковистых, плитчатых и песчано-глинистых сланцев с фауной; *8*— песчаники полимиктовые средне- и мелкозернистые с базальным конгломератом в основании.

шими перерывами до дороги, идущей на запад от северной окраины хут. Круглого. Более высокие горизонты свиты глинистых сланцев обнажаются в верховьях р. Псекенча, где на них налегают:

$J_2^{aal_2}$ — карбонатная пачка — криноидные, глауконитовые и брахиоподовые известняки, переслаивающиеся с пестроцветными глинистыми сланцами и известковистыми песчаниками. Мощность 23—25 м. В глинистых сланцах, подстилающих карбонатную пачку в 10 м ниже подошвы последней, найдена фауна *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle. Породы карбонатной пачки слагают хорошо выраженную в рельефе куэсту. Выше, до подножья Скалистого хребта, т. е. на протяжении 40 м по вертикали, встречаются в отдельных небольших обнажениях:

J_1^{ltg+Pl} — глинистые сланцы, серые, песчанистые, обогащенные гипсом. Падение СВ 20° ∠10°. Видимая мощность 40 м.

Обобщая данные предыдущих исследователей и данные, полученные нами, можно построить следующую стратиграфическую колонку юрских отложений в бассейне рр. Б. и М. Лабы (рис. 4):

$J_1^{ltg\pm Pl}$ — свита песчаников полимиктовых, средне- и мелкозернистых, реже — грубозернистых, иногда известковистых. В основании свиты часто встречается базальный конгломерат, включающий гальку нижележащих изверженных и осадочных пород. Кварцевые мелкогалечные конгломераты, образующие незначительные по мощности прослои и линзы, рассеяны по всему разрезу. В ракушняках, которые иногда образуют прослои в низах свиты, В. Н. Робинсоном встречена фауна: *Teinostoma euomphalus* Quenst. и *Cryptaenia expansa* Sow. Мощность 50—40 м. Основанием свиты по р. М. Лабе являются известняки триаса, по р. Б. Лабе — серпентиниты и граниты предположительно PCm. Вверх по разрезу величина зерен обычно уменьшается, и песчаники постепенно переходят в вышележащую свиту.

J_1^{Dm} — свита чередующихся песчаников — кварцевых, известковистых, тонкозернистых, плитчатых и песчано-глинистых, углистых сланцев. На плоскостях напластования песчаников часто встречается обугленный растительный детритус. Мощность по р. М. Лабе 90—110 м, по р. Б. Лабе — до 120 м.

На размытую поверхность домера ложатся:

J_1^{ta} — свита песчаников светлых, желтовато-серых, кварцевых, грубо и среднезернистых, массивных и грубоплитчатых. Местами в основании свиты встречаются маломощные прослои мелкогалечного конгломерата, сложенного преимущественно галькой кварца с примесью

гальки плотных глинистых сланцев, тонкозернистых песчаников и известняков. По всей свите наблюдаются незначительные прослои и линзы мелкогалечного, кварцевого конгломерата. Мощность по р. М. Лабе 100—110 м; по р. Б. Лабе—до 120 мм.

J_1^{tb} — свита чередующихся песчаников — кварцевых, реже полимиктовых, слюдистых, средне- и мелкозернистых и глинистых сланцев темных, слюдистых, углистых. В сланцах — отдельные конкреции и прослои сидерита. Мощность по р. М. Лабе 45—50 м, по р. Б. Лабе — 50—60 м.

$J_1^{t+aal_1}$ — свита глинистых сланцев темных, скорлуповатых, местами песчанистых с чистыми прослоями сидеритовых конкреций. В основании свиты найдена фауна: *Grammoceras toarciense* d'Orb., *Mytiloides dubius* Sow., *M. amygdaloides* Goldf., *M. gryphoides* Schloth. и микрофауна *Flabellina deslongchampsi* Terg., *F. liassica* K. и Z., *Cristellaria cultrata* Montf., *Cr. polyponata* Franke, *Cr. auctiangulata* Terg., *Frondicularia oolithica* Terg. Мощность по р. М. Лабе — до 680 м, по р. Б. Лабе —750—800 м. В долине р. М. Лабы на свите глинистых сланцев залегают келловейские осадки, слагающие основание Скалистого хребта, а в бассейне р. Б. Лабы (р. Псемена) на ней с размывом лежит: $J_2^{aal_2}$ — карбонатная пачка — массивные криноидные, криноидно-брахиоподовые и глауконитовые известняки, чередующиеся с прослоями пестро окрашенных песчано-глинистых сланцев.

В известняках найдена фауна *Terebratula latilingula* Roth. и *T. perovalis* Sow., характерная для верхнего аалена (зона *Ludwigia murchisonae*).

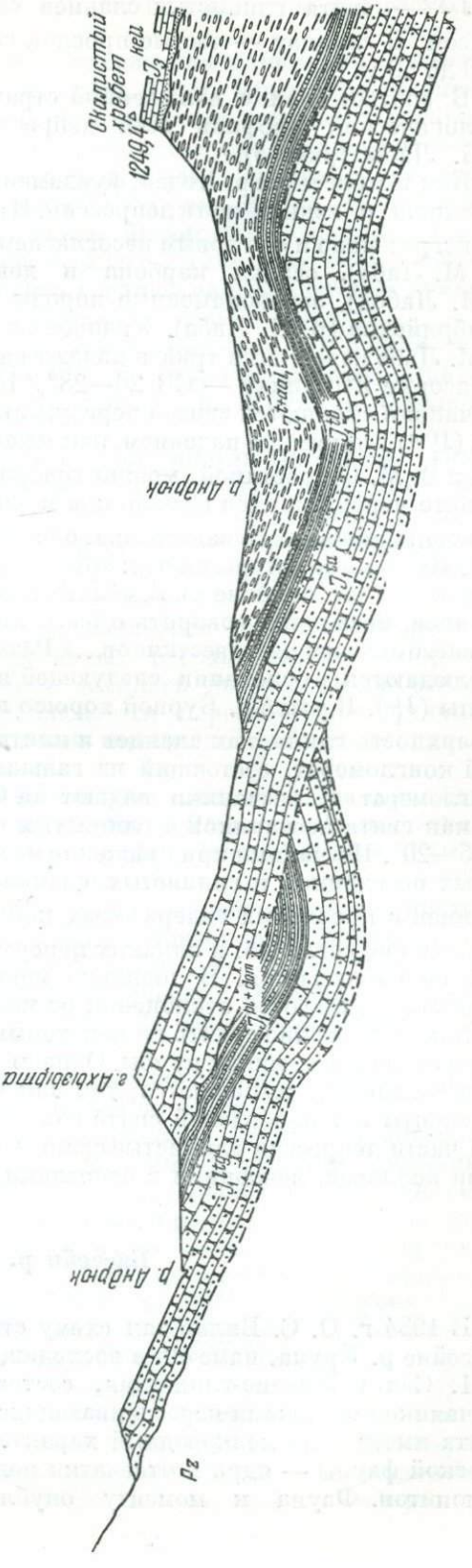

Рис. 5. Геологический профиль по р. М. Лабе.

J_2^{Dog} — свита глинистых сланцев серых, песчанистых, обогащенных гипсом. В сланцах — частые прослои сидеритовых конкреций. Мощность от 0 до 40 м.

В соответствии с изложенной стратиграфической колонкой строится геологический профиль всей депрессии в пределах бассейнов рр. М. и Б. Лабы (рис. 5).

Как и в бассейне р. Ходзи, фундамент нижнеюрских осадков вскрывается только в южной части депрессии. Нижняя песчаниковая свита (J_1^{Ltg+Pl}) трансгрессивно и с угловым несогласием ложится на триасовые известняки (р. М. Лаба), осадки карбона и девона (водораздел между рр. Б. и М. Лабой), зеленокаменные породы и граниты предположительно докембрийские (р. Б. Лаба). Угловое несогласие весьма значительное. По р. М. Лабе известняки триаса падают на ЮЗ 270—280°∠10—15°, а нижнелейасовые песчаники — СВ 20—28°∠15—20°. Севернее хут. Вериют эти песчаники сменяются свитой чередующихся песчаников и глинистых сланцев (J_1^{Dm}) с таким же падением, как и песчаники. По данным Н. В. Ренгартен и З. М. Старостиной, можно говорить о наличии небольшого размыва в свите чередующихся песчаников и сланцев (J_1^{Dm}), а именно в основании прослоя криноидного известняка, обнажающегося в нижнем течении р. Бурной. Названные авторы пишут: «Выветрелый характер сланцев, подстилающих известняк, наличие в нем мелких галек кварца, кремня и лежащих ниже сланцев, позволяют говорить о наличии небольшого размыва, предшествовавшего отложению известняков...». Размыв и угловое несогласие отчетливо наблюдаются в основании следующей в восходящем разрезе песчаниковой свиты (J_1^{ta}). В устье р. Бурной хорошо видно, как на размытую, неровную поверхность глинистых сланцев и плитчатых песчаников ложится базальный конгломерат, состоящий из гальки нижележащих пород. Базальный конгломерат и песчаники падают на СВ 45—50° ∠10—15°, в то время как свита песчаников и глинистых сланцев имеет падение СВ 20—28° ∠15—20°. Песчаники при движении на север сменяются свитой тонкоплитчатых песчаников и глинистых сланцев (J_1^{tb}), а затем свитой глинистых сланцев с прослоями сидеритовых конкреций ($J_1^{t+aal_1}$). Эти свиты лежат совершенно согласно, и никаких перерывов как между ними, так и внутри них не наблюдается. В довольно монотонной свите глинистых сланцев, несомненно, имеются отклонения от моноклинального падения на северо-восток, о чем можно судить по некоторым замерам, имеющим азимуты падения в западные и южные румбы. Однако на карте эти небольшие по амплитуде складки не выявляются, так как выделить какие-либо характерные горизонты в однообразной свите глинистых сланцев не удается. В северной части депрессии глинистые сланцы сменяются трансгрессивными осадками келловея, лежащими в основании Скалистого хребта.

Бассейн р. Урупа

В 1934 г. О. С. Вялов дал схему стратиграфии юрских отложений в бассейне р. Урупа, намечая в восходящем разрезе три свиты.

1. Свита песчано-глинистая, состоящая из чередования массивных песчаников с пачками переслаивающихся песчаников и сланцеватых глин. Свита имеет явно мелководный характер. Нередки находки, несомненно, морской фауны — ядра и отпечатки пелеципод и неопределимые обломки аммонитов. Фауна к моменту опубликования определена не была, и

автор принимает лейасовый возраст свиты по сопоставлению с соседними районами.

2. Свита черных сланцеватых глин, содержащая конкреции и линзы сидерита. Из фауны, собранной в этой свите, Г. Я. Крымгольцем определены *Belemnites* sp., *Homaloteuthis* ex gr. *breviformis* Voltz и *Mesoteuthis* aff. *tripartitus crassus* Werner, т. е. формы, обычные для верхнего лейаса.

3. «Трансгрессивный горизонт» — конгломераты, глины, криноидные известняки. В этом горизонте автором собрана фауна, из которой Г. Я. Крымгольцем определены белемниты *Mesoteuthis Quenstedti* Opp., *M.* cf. *Rani* Werner и *Hastites* cf. *exilis* d'Orb., «что дает нам,— писал О. С. Вялов,— только право утверждать верхнелейасовый возраст трансгрессивного горизонта без отнесения к тому или иному ярусу».

В 1938—1939 гг. геологическую съемку бассейна р. Урупа вел Г. Е. Пилюченко, опубликовавший в 1946 г. следующую схему стратиграфии нижнеюрских отложений бассейнов р. Урупа и соседних рр. Б. и М. Зеленчука (снизу вверх):

1. Свита песчаников. Внизу толстослоистые, иногда массивные серые мелкозернистые песчаники с горизонтом базального конгломерата в основании; выше появляются песчано-глинистые сланцы, и разрез принимает характер частой перемежаемости мощных пакетов песчаников и пачек песчано-глинистых пород, представленных чередующимися песчанистыми сланцами и глинистыми песчаниками.

В средней части свиты, выше перемежающейся толщи песчаников и сланцев, лежит мощный горизонт массивных песчаников, по которому песчано-глинистая толща лейаса ранее делилась автором на две свиты. Выше горизонта песчаников опять наблюдается переслаивание песчаников и сланцев, однако роль песчаников значительно более велика, а песчано-глинистых пород здесь меньше.

В самых нижних горизонтах свиты автором найдена фауна плинсбахского яруса: *Beaniceras* cf. *costatum* Buckm., *Rhynchonella persinuata* Kan., *Cyssostylus euomphalus* Quenst., *Trochus lateumbillcatus* d'Orb., *Zeilleria subdigona* Opp., *Spiniriferina honori* Ess.

В самых верхах свиты, у границы с вышележащей свитой глинистых сланцев по балке Беликовой (один из левых притоков р. Бижгона), им же собраны: *Pinna sepiaeformis* Dum., *Entolium*, sp. indet., *Modiola numismalis* Opp., *Plagiocostoma* cf. *acuticosta* Quenst., *Oxytoma* cf. *liasina* Kall., *O.* sp., *Aulacothyris waterhouser* Dav., *Zeilleria mutabilis*, *Spiriferina* ex. gr. *alpina* Opp.

«Таким образом,— заключает автор,— можно считать, что свита песчаников полностью соответствует плинсбахскому ярусу».

2. Свита глинистых сланцев («себельдинская свита»). Монотонная толща темносерых глинистых сланцев с редкими и тонкими прослоями темносерых мелкозернистых песчаников. Характерной особенностью свиты является присутствие в ней ожелезненных кремнисто-глинистых стяжений и конкреций сидерита. В нижней части свиты в тонком прослое известняка, отделяющего эту свиту от подстилающей ее песчаниковой свиты, найдены *Rhynchonella persinuata* Kan. и *Zeilleria subdigona* Opp., встречающиеся в нижнем и среднем лейасе. По данным Г. Е. Пилюченко, в верхних горизонтах свиты по балке Чуксиной обнаружена характерная для домерского яруса фауна белемнитов и аммонитов, и возраст всей свиты, таким образом, определяется как домерский. Свита глинистых сланцев залегает согласно на свите песчаников и в свою очередь также согласно прикрывается песчано-глинистой свитой. «Себельдинская свита», по мнению автора, выклинивается восточнее р. Кяфара.

3. Песчано-глинистая свита. Тонкоплитчатые, грязновато-зеленые неслоистые песчаники и известковистые песчаники, переслаивающиеся с глинистыми сланцами и редкими прослоями известняков с *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, *Grammoceras* d'Orb., *Mesoteuthis triscissa* Jan. и *M. conoidea* Opp., указывающими на верхнетоарский возраст этих слоев. В нижней части свиты изредка встречаются прослои плитчатых песчаников до 5—6 м, по внешнему виду напоминающих песчаники среднего лейаса. По мнению Г. Е. Пилюченко, отложения тоарского яруса протягиваются узкой полосой от р. Уруна на западе до р. Б. Зеленчука на востоке и после небольшого перерыва появляются снова в долине Кардоника, где они налегают непосредственно на угленосную свиту среднего лейаса. (Угленосной свитой автор называет песчаниковую свиту плинсбахского возраста.)

4. Ааленский ярус. Темносерые и зеленовато-серые песчаники и песчанистые сланцы, розовато-серые детритусовые, а иногда криноидные известняки и тонкоплитчатые известковистые песчаники. Автор приводит значительный список фауны, по которой устанавливается нижнеааленский возраст этих отложений: *Dumortieria rhodanica* Haug., *Leioceras costosum* Quenst., *L. opalinum* Rein. и др.

Наши данные заставляют нас иначе представлять стратиграфию р. Уруна. Приведем некоторые наши записи обнажений. В южном склоне горы Чилик-скалá обнажаются:

J_1^{ta} (?) — пестроцветная пачка, состоящая из чередующихся туфосланцев, туфопесчаников, аспидных сланцев. Породы имеют зеленую, красную и темносерую окраску. Мощность до 500 м.

J_1^{tb} (?) — пачка красных туфопесчаников. Мощность до 300 м.

J_1^{tc} (?) — пачка туфобрекчий с прослоями порфиритов. Мощность 120 — 150 м. Эта пачка слагает вершину горы Чилик-скалá. Падение всей свиты С 360° ∠45°, иногда — до 60°.

При движении на север наблюдаем налегания на туфобрекчии грубогалечного базального конгломерата. В гальке — кварц, аспидные сланцы, красные туфопесчаники, порфириты. Мощность—от 5 до 10 м. Местами на конгломератах залегают маломощные ракушняки из неопределимой битой ракуши. В восходящем разрезе конгломерат сменяется светлыми песчаниками аркозовыми, крупнозернистыми, массивными и толстослоистыми. Конгломерат и песчаники падают на СВ 20—25° ∠15°. По простиранию конгломератов на восток по тропе от горы Чилик-скалá до горы Чапал 2-й можно видеть, что они с туфобрекчий переходят на туфопесчаники, а затем на пестроцветную пачку. Продолжение разреза наблюдается севернее в хр. Хурук.

Южнее плато на хр. Хурук сложено песчаниками с базальными конгломератами в основании и с линзами битой ракуши. Падение СВ 30° ∠10°. Далее на север в песчаниках появляются в подчиненном количестве прослои глинистых сланцев. Спускаясь с хр. Хурук на север в тальвег р. Бульварки, наблюдаем увеличение количества сланцев. Затем начинается пачка чередующихся тонкоплитчатых песчаников и песчано-глинистых сланцев. В 2 км вверх от устья р. Бульварки на пачку чередующихся песчаников и глинистых сланцев ложатся:

J_1^{ta} — песчаники кварцевые, светлые, трубоплитчатые и массивные с падением СВ 50° ∠8—10°. Вследствие плохой обнаженности истинную мощность каждой из описанных выше пачек пород установить не удается. Общая мощность дотоарских песчаников и вышележащей пачки (песчаники, чередующиеся с глинистыми сланцами) составляет не менее 400—450 м.

Нижние горизонты тоарских песчаников можно наблюдать в тальвеге р. Урупа ниже устья р. Манихи. Здесь в основании правобережной высоты обнажаются:

D (?) — габброидная порода, претерпевшая зеленокаменное перерождение. Видимая мощность 10—15 м.

J_1^t — базальная пачка, состоящая из двух слоев базального конгломерата по 0,75 м мощности, расслоенных плитчатым песчаником. Общая мощность базальной пачки 5 м.

J_1^{ta} — песчаники массивные, реже грубоплитчатые, часто аркозовые, грубо- и среднезернистые. Падение ЮВ 140° ∠ 10°. Видимая мощность 50—60 м.

1,5 км выше по течению р. Урупа от устья р. Псекенчи в левом борту обнажаются:

D (?) — интрузивная авгитовая габброидная порода, испытавшая зеленокаменное перерождение. Видимая мощность 5 м.

D (?) — слюдяно-кварцевые и хлоритовые сланцы. Падение СВ 30° ∠ 24°. Мощность 50 м.

J_1^{ta} — базальный конгломерат, состоящий из хорошо окатанных галек кварца величиной с голубиное яйцо, окатанных плоских галек аспидных сланцев, кусков и глыб зеленокаменной породы. Падение плоскости контакта СВ 20° ∠ 10°. Мощность до 1 м.

Выше конгломерата, местами небольшой прослой (до 20 см) опаловидных растительных обломков.

J_1^{ta} — песчаники кварцевые, светлорыжие, грубозернистые, слюдистые. Падение СВ 20° ∠ 10°. Видимая мощность песчаников не менее 150 м.

Свита песчаников, полого падающая на север, вскрывается вниз по течению р. Урупа до устья р. Псекенчи, где обнаружены:

J_1^{tb} — песчаники плитчатые кварцевые, слюдистые, с обугленным растительным детритусом, переслаивающиеся с песчано-глинистыми сланцами, слюдистыми, тонкослоистыми. Свита полого падает в северные румбы. Видимая мощность 340 м.

Еще далее на север по балке, впадающей слева в р. Уруп у южной окраины станицы Преградной, нами записано следующее обнажение:

J_1^{ta} — в правом борту балки вскрыты песчаники-плитняки кварцевые, слюдистые с обугленным растительным детритусом, полого падающие на СВ 20—25°.

J_1^t — в левом борту — глинистые сланцы темные, местами песчанистые, листоватые с фауной *Grammoceras toarciense* d'Orb., *Mytiloides dubius* Sow., *M. amygdaloides* Goldf., *M. cinctus* Goldf., *M. quenstedti* Pčel., *M. gryphoides* Schloth., *Leda complanata* Goldf. В глинистых сланцах встречаются горизонты сидеритовых конкреций и редкие прослои тонкоплитчатых, известковистых песчаников. Сланцы падают на СВ 20—25° ∠ 10—15° Видимая мощность 150 м. Западнее станицы Преградной эти же глинистые сланцы имеют северо-западное падение (СЗ 340° ∠ 18—20°). Здесь в них найдена фауна: *Mytiloides quenstedti* Pčel., *M. amygdaloides* Goldf., *M. dubius* Sow., *Grammoceras radians* Rein. У р. Псекенча также найдены аммониты *Grammoceras radians* Rein.

В правом борту р. Урупа у моста в станице Преградной обнажаются:

$J_1^{t+aal_1}$ — глинистые сланцы темносерые, скорлуповатые с прослоями сидеритовых конкреций мощностью от 3 до 30 см. В сланцах — частая фауна *Leda acuminata* Goldf., *L. complanata* Goldf., *Nucula variabilis* Sow., *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle., *Grammoceras saemanni* Dum., *Gr. toarciense* d'Orb. На плоскостях напластования — мелкие кристаллики гипса. Падение СВ 25° ∠ 6°. Видимая мощность 20 м.

Между станицами Преградной и Сторожевой наблюдается продолжение разреза:

$J_1^{t+aal_1}$ — глинистые сланцы серые с редкими глинистыми конкрециями и железистыми и ярозитовыми натеками. По плоскостям сланцеватости — тонкие прожилки гипса. Через каждые 20—30 см в сланцах встречаются прослои сидеритовых конкреций мощностью 5—10 см. Мощность 4 м.

$J_1^{t+aal_1}$ — тонкоплитчатый песчаник, зеленовато-серый с фауной *Mesoteuthis quenstedti* Opp. Мощность 1,4 м.

$J_1^{t+aal_1}$ — глинистые сланцы, серые, плотные с вертикальной шестоватой отдельностью. На плоскостях — бурые выцветы железа. Мощность 3 м.

$J_1^{aal_1}$ — конгломератовидный горизонт, состоящий из известковых железистых конкреций, сцементированных железистым песчаником. В нем много аммонитов: *Dumortieria rhodanica* Haug. и *D. gunderschofensis* Haug. (нижний аален, зона *Dumortieria*). Мощность 0,5 м.

$J_1^{aal_1}$ — известняк-ракушняк из створок пластинчатожаберных. Мощность 0,9 м.

$J_1^{aal_1}$ — песчано-глинистые сланцы, чередующиеся с тонкоплитчатыми песчаниками и горизонтами сидеритовых конкреций. Мощность 22,5 м.

В песчано-глинистых сланцах Е. Е. Мигачевой собрана и определена фауна, характерная для зоны *Leioceras opalinum* (нижний аален): *Leioceras opalinum* Rein. и *L. comptum* Rein.

$J_2^{aal_2}$ — породы карбонатной пачки — различные (оолитовые, криноидные и ракушняковые) известняки, переходящие в восходящем разрезе в песчаники светлые, кварцевые, известковистые, тонкослоистые. Из этих пород Е. Е. Мигачевой определена фауна зоны *Ludwigia murchisonae*: *Leioceras wilsoni* Buckm., *Ludwigia* ex gr. *murchisonae* Sow., *Belemnites* sp. Мощность карбонатной пачки 20,8 м.

Еще выше на породах карбонатной пачки согласно залегают темные глинистые сланцы с прослоями сидеритовых конкреций. Видимая мощность 12 м. Выше склон до подошвы Скалистого хребта задернован, но в высыпках—всюду крошка глинистых сланцев и черепки конкреций. Мощность до 180 м.

Сопоставляя изученные разрезы в бассейне р. Урупа, мы приходим к следующей стратиграфической колонке для юрских отложений этого района (рис. 6):

$J_1^{Lt_2+Pl}$ — базальный конгломерат полимиктовый, среднегалечный с песчано-карбонатным цементом. В гальке преобладает кварц, в меньшем количестве — гранит, кристаллические сланцы, порфириты, туфопесчаники и аспидные сланцы. Среди конгломерата иногда встречаются линзы битой ракуши. Мощность меняющаяся — от 0 до 5—10 м.

$J_1^{Lt_2+Pl}$ — песчаники светлые, полимиктовые, средне- и мелкозернистые, массивные и грубоплитчатые с прослоями и линзами мелкогалечного конгломерата. Основную роль в составе песчаников играет кварц. В меньшем количестве присутствуют микроклин, кислый плагиоклаз, слюда (главным образом биотит) и др. Цемент обычно кремнистый и железистый, реже — карбонатный. В верхах свиты песчаники становятся более тонкослоистыми и среди них появляются редкие тонкие прослои песчано-глинистых сланцев. Мощность до 350—370 м.

J_1^{Pl+Dm} — свита чередующихся песчаников светлосерых, кварцевых, слюдистых, плитчатых и песчано-глинистых сланцев, слюдистых, углистых. Мощность 45—50 м.

J_1^{ta} — свита песчаников светлых, преимущественно кварцевых, иногда полимиктовых, средне- и грубозернистых, массивных и грубоплитчатых. Местами в основании свиты—маломощные прослои конгломерата, состоящего из гальки кварца и кварцевого песчаника с примесью аспидных сланцев и пород вулканогенной серии. Линзы и прослои мелкогалечного кварцевого конгломерата встречаются в песчаниках и выше по разрезу. Мощность 350—380 м.

J_1^{tb} — свита чередующихся песчано-глинистых сланцев, слюдистых, углистых и песчаников темносерых и рыжеватых, полимиктовых, мелкозернистых, тонкоплитчатых, иногда железистых и карбонатных. Прослои

песчаников—от нескольких сантиметров до 1—1,5 м мощности. В восходящем разрезе количество песчаников постепенно убывает, а сланцы становятся более глинистыми. Мощность свиты 40—50 м.

$J_1^t + aal_1$ — свита глинистых сланцев темных, скорлуповатых с сидеритовыми конкрециями, рассеянными по всему разрезу или собранными в выдерживающиеся по простиранию горизонты. В сланцах—редкие прослои тонкоплитчатых известковистых песчаников и 2—3 горизонта темного, мергелистого известняка со структурой cone in cone. Мощность 95—100 м. В самых низах этой свиты по р. Теплой найдена и определена В. С. Муромцевым среднетоарская фауна: *Pseudoleioceras lutense* Buckm., *Dactyloceras anguiformis* Buckm., *Phaularpites exigus* Buckm., *Caeloceras millavense* Mon., *C. grosbegi* Simp. Также в основании свиты по одной из балок встречена фауна, указывающая на верхи тоарского яруса: *Grammoceras toarciense* d'Orb., *Mytiloides dubius* Sow., *M. amygdaloides* Goldf., *M. cinctus* Goldf., *M. quenstedt* Pčel., *M. gryphoides* Schloth. и *Leda complanata* Goldf.

В верхах свиты, наряду с верхнетоарскими формами *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, *Grammoceras saemanni* Dum. и *Gr. toarciense* d'Orb., встречены формы, типичные для нижнего аалена (зоны *Dumortieria* и *Leioceras opalinum*): *Leioceras opalinum* Rein., *L. comptum* Rein., *Dumortieria rhodanica* Haug. и *D. gunderschofensis* Haug.

В этой же свите Е. В. Мамонтовой собрана и определена микрофауна: *Flabellina deslongchampsi* Ternq., *Fl. liassica* K. и Z., *Fl. kuhni* Franke, *Crystellaria cultrata* Montf., *Cr. polygonata* Franke, *Cr. auctyongulata* Ternq., *Gr. varians* Born., *Frondicularia oolithica* Ternq., *Fr. intumescens* Born., *Fr. tenera* Born., *Fr. nodosaria* Ternq.

Таким образом, в бассейне р. Урупа сланцевая свита имеет в основном верхнетоарский возраст, однако в нижней части ее присутствуют среднетоарские отложения, а в верхней — нижнеааленские.

$J_2^{aal_2}$ — карбонатная свита — оолитовые, криноидные, ракушняковые и зернисто-кристаллические известняки, переходящие в восходящем разрезе в светлые песчаники, кварцевые, известковистые, тонко- и толстослоистые. Мощность 20—25 м. Известняки содержат фауну *Ludwigia* ex gr. *murchisonae* Sow., *Leioceras wilsoni* Buckm., т. е. формы, характерные для

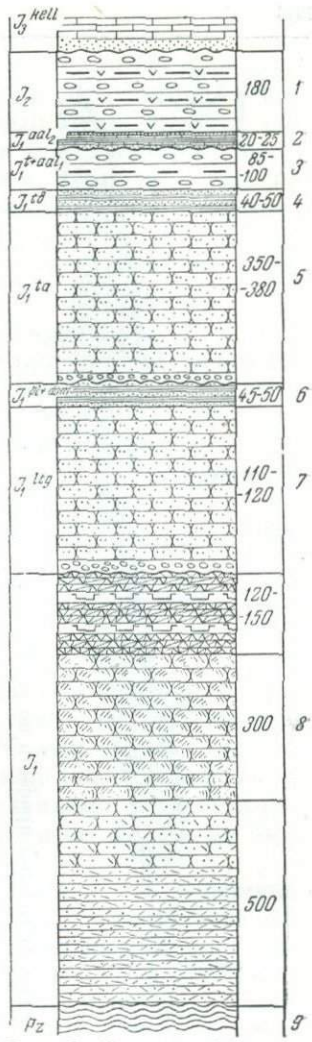

Рис. 6. Стратиграфическая колонка нижне- и среднеюрских отложений бассейна р. Урупа.

1— глинистые сланцы, гипсованные, *с горизонтами* сидеритовых конкреций с фауной; *2*— карбонатная пачка с фауной; *3*— глинистые сланцы с горизонтами сидеритовых конкреций с фауной; *4*—чередующиеся тонкоплитчатые песчаники и глинистые сланцы; *5*— песчаники кварцевые, массивные, иногда с маломощным конгломератом в основании; *6*— чередующиеся плитчатые песчаники и песчано-глинистые сланцы с фауной; *7*— песчаники полимиктовые массивные и грубоплитчатые с базальным конгломератом в основании, с фауной; *8*— вулканогенная свита: в основании — чередующиеся туфосланцы, туфопесчаники и аспидные сланцы (500 м), выше — туфопесчаники красные (300 м) и затем — туфобрекчии с прослоями порфиритов (120—150 м); *9*—слюдяно-кварцевые и хлоритовые сланцы, интрузивные габброидные породы.

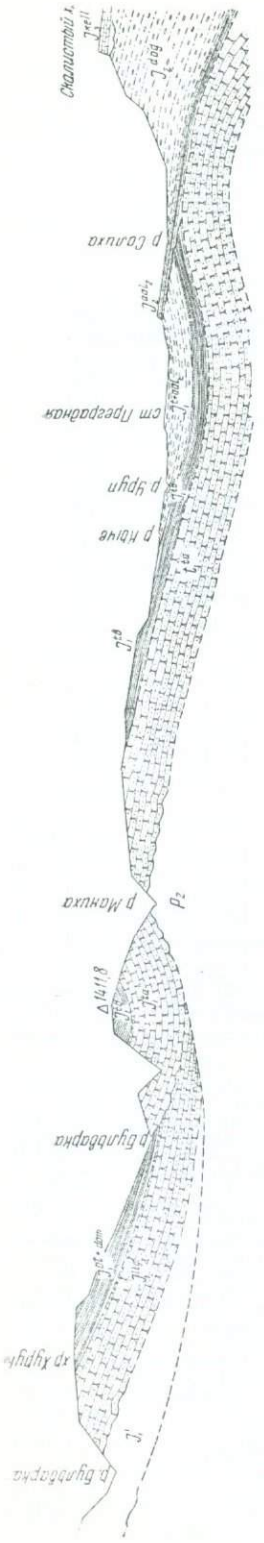

Рис. 7. Геологический профиль по р. Урупу.

зоны *Ludwigia murchisonae* верхнего аалена, несогласно пластующегося с подлежащими свитами.

J_2^{Dog} — свита глинистых сланцев темных, скорлуповатых, с частыми прослоями сидеритовых конкреций. Характерным признаком свиты является повышенная гипсоносность — тонкие прослои гипса встречаются как на плоскостях напластования, так и в трещинах отдельности. Мощность изменчивая, так как верхние горизонты свиты срезаются трансгрессивными осадками келловея. Местами мощность достигает 180 м.

Характер залегания описанных выше юрских пород лучше всего можно показать на профиле, проведенном от горы Чилик-скалá на юге до горы Баранаха на севере.

Вершина горы Чилик-скалá сложена породами вулканогенной свиты J_1^1 (?)[1], имеющими падение С 360°∠45—60°. При движении на север можно наблюдать, как на различные горизонты вулканогенной свиты ложится базальный конгломерат нижнего лейаса (J_1). Падение базального конгломерата, как и вышележащих песчаников, СВ 20—25°∠15°. В восходящем разрезе песчаники непрерывно и согласно переходят в свиту чередующихся песчаников и глинистых сланцев J_1^{Pl+Dm}. Снова перерыв и угловое несогласие наблюдаются в основании свиты «верхних» песчаников $J_1^{t_2}$, обнажающихся в тальвеге р. Бульварки с падением СВ 50°∠ 8—10°. К северу падение песчаников постепенно меняется: в тальвеге р. Манихи (Маньки) они падают не на СВ 80° ∠12°, а затем на ЮВ 105—110° ∠ 15°. По р. Урупу и в правобережных возвышенностях к северу от устья р. Манихи падение песчаников ЮВ 140° ∠ 10°. При этом песчаники ложатся с базальным конгломератом в основании на зеленокаменные породы и диабазы (рис. 7).

Следовательно, по р. Урупу на участке р. Бульварки до поселка Ново-Урупского тоарские песчаники образуют синклинальную складку. В южном крыле складки основанием для тоара является свита чередующихся песчаников и сланцев среднего лейаса, а в северном крыле — зеленокаменные породы (по данным В.Н. Робинсона,—условно девонского возраста). Далее на север в районе приска Урун и горы Мохнатой расположена антиклиналь, сло-

[1] По В. Н. Робинсону (1946 г.), вулканогенной толщей девона.

женная песчаниками тоара на крыльях и палеозойскими (?) породами в ядре. В северном крыле этой антиклинали, как и в южном, в основании тоарских песчаников лежит грубый базальный конгломерат, обнажающийся по р. Урупа в 1,5 км южнее устья р. Псекенчи.

На север отсюда породы более древние, чем тоарские, уже не обнажаются, и наблюдается в основном моноклинальное падение юрских пород в северо-восточные румбы. В восходящем разрезе происходит постепенный переход от песчаников к свите чередующихся плитчатых песчаников и глинистых сланцев (J_1^{tb}) и, наконец, к свите *глинистых сланцев с прослоями сидеритовых конкреций* (J^{t+aal_1}). Породы всех этих свит лежат согласно, и каких-либо признаков, свидетельствующих о наличии перерыва между ними, наблюдать не удается. О значительном изменении в условиях осадконакопления и предверхнеааленских движениях можно заключить, наблюдая трансгрессивное и несогласное налегание карбонатной пачки ($J_2^{aal_2}$) на более древние накопления. Следующий перерыв и угловое несогласие наблюдаются по северной границе юрской депрессии в основании келловейских осадков, лежащих в подошве Скалистого хребта.

Бассейн рр. Б. и М. Зеленчука

В 1918 г. впервые юрские отложения здесь были описаны А. Я. Затворницким. Относя к нижней юре свиту серых глинистых угленосных песчаников мощностью 350—600 м и по рр. Кубани-Теберде, данный геолог считал, что в бассейне Зеленчуков верхняя часть этой свиты замещается песчано-глинистыми и глинистыми сланцами с богатой аммонитовой и другой фауной нижних зон байоса (список фауны не был приведен).

В 1925 г. рекогносцировочные работы в верховьях р. Б. Зеленчука проводил И. В. Попов. Он не дал стратиграфической схемы юрских отложений, отметив только, что они, повидимому, с перерывом, несогласно залегают на «красноцветной толще» и представлены частью среднезернистыми светлыми песчаниками, частью — глинистыми и углистыми сланцами.

В 1938 г. опубликованы статьи В. Н. Робинсона, Г. Е. Пилюченко, И. И. Бессонова с описанием геологического строения, главным образом, южной части бассейна рр. Б. Зеленчука и М. Зеленчука. В этих статьях очень кратко изложены сведения о нижнеюрских осадках, причем все авторы указывают на возможность разделить нижнеюрские осадки по литологическим признакам на две свиты: нижнюю — песчаниковую и верхнюю — глинистую. В. Н. Робинсон указывает, что в песчаниковой свите на хр. Морг-сырты встречена фауна пелеципод и криноидей возраста среднего лейаса (список фауны не был приведен). Самые нижние слои песчаниковой свиты, по аналогии с более западными районами, В. Н. Робинсон причислил к верхам нижнего лейаса. Г. Е. Пилюченко пишет, что в сланцевой свите им были найдены аммониты, позволившие В. Н. Робинсону установить нижнеюрский возраст указанных отложений.

В 1946 г. Г. Е. Пилюченко опубликовал уже приведенную выше схему стратиграфии юрских отложений бассейнов рр. Урупа, Б. Зеленчука и М. Зеленчука. Хотя автор и объединяет эти бассейны, однако из его описания видно существенное отличие бассейна Зеленчуков по сравнению с Урупом. Так, Г. Е. Пилюченко отмечает, что свита глинистых слан-

цев («себельдинская свита») выклинивается к востоку от р. Кяфара. Выделенная автором песчано-глинистая свита («тоар») также отсутствует восточнее р. Б. Зеленчука и появляется снова только в долине р. Кардоника. Таким образом, Г. Е. Пилюченко считает, что в бассейне Зеленчуков развита, главным образом, свита песчаников (плинсбах), на которой местами в западной части района залегает «себельдинская свита» глинистых сланцев, а непосредственно по р. Б. Зеленчуку— песчано-глинистая свита (тоар). Еще восточнее, по рр. Аксауту и Маруху, на плинсбахских песчаниках лежат отложения ааленского яруса. Такое изменение в разрезе не вяжется с указанием Г. Е. Пилюченко о согласном налегании песчано-глинистой свиты на «себельдинскую», так как в этом случае совершенно непонятно выпадение последней из разреза на очень коротком расстоянии.

Стратиграфическую схему Г. Е. Пилюченко принимают Н. В. Ренгартен и З. М. Старостина, проводившие изучение литологии нижнеюрских отложений этого района. Однако они считают, что по р. Б. Зеленчуку отсутствуют отложения тоара. По данным Н. В. Ренгартен и З. М. Старостиной, среди нижнеюрских отложений общей мощностью около 550 м только в верхних 60—70 м осадков существенная роль принадлежит глинистым сланцам, содержащим ааленскую фауну, а нижележащая свита целиком сложена песчанистыми осадками, литологически сходными с песчаниками нижнего и среднего лейаса более западных районов. Литологический состав песчаников р. Б. Зеленчука, по мнению данных авторов, заметно отличается от состава песчаных слоев тоарской серии р. Урупа, что позволяет им отнести песчаники р. Б. Зеленчука к нижнему и среднему лейасу, как это и сделано на их схеме сопоставления разрезов нижней юры Северо-Западного Кавказа. Однако это различие в литологическом облике нисколько не может говорить за тот или другой возраст данных песчаников, так как по данным самих авторов сравниваются фациально различные образования.

Приведем записанные нами наблюдения. В устье балки Семиродниковой, впадающей слева в р. Марух, обнажаются:

D (?) — вулканогенная свита, сложенная лиловыми туфогенными песчаниками, туфопорфиритами, диабазами. Эти свита продолжается вниз по течению р. Маруха, где ее сменяет:

D (?) — зеленокаменная порода, состоящая из метаморфизованного диабазового порфирита, местами значительно рассланцованного. Зеленокаменная порода вскрывается по обоим бортам р. Маруха и уходит под урез воды километром выше моста у лесничества. Отсюда начинаются:

J_1^{ta} — песчаники светлые, преимущественно кварцевые, грубоплитчатые с обугленным растительным детритусом и кусками обугленной древесины. В основании песчаников — маломощный прослой мелкогалечного кварцевого конгломерата. На плоскостях напластования песчаников — флишевые фигуры. Падение СЗ 300° ∠ 15°. Мощность свиты около 120 м. В 1,5 км ниже, в левом борту долины р. Маруха, выходят:

J_1^{tb} — пачка чередующихся темных глинистых сланцев и тонкоплитчатых песчаников. Мощность 45—50 м. В верхней части свиты встречена фауна: *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, *Mesoteuthis rhenana* Opp., *M.* cf. *quenstedti* Opp., *Trigonia pulchella* Agass.

$J_2^{aal_2}$ — базальные слои карбонатной пачки — железисто-песчанистый, оолитовый известняк с мелкой галькой кварца. В известняках в большом количестве встречаются аммониты: *Leioceras costosum* Quenst., *L. goetzendorfensis* Dorn. Мощность 0,3 м.

$J_2^{aal_2}$ — песчаники кварцевые, известково-железистые, со скорлуповатой отдельностью. Падение СВ 10° ∠ 2—3°. Эти песчаники продолжаются вверх до бровки левобережного борта долины и имеют видимую мощность до 20 м.

На северном склоне горы Чапал 1-й в глубоком овраге левой составляющей балки Алешиной обнажаются:

J_1^{Dm} — песчаники кварцевые, местами полимиктовые, слюдистые, чередующиеся с глинистыми сланцами, темными песчаниками. Видимая мощность 30 м.

J_1^{ta} — песчаник светлый, кварцевый, грубоплитчатый с базальным мелкогалечным конгломератом в основании. Падение СВ 85° ∠10°. Песчаники падают на восток к сел. Лесо-Кяфарскому.

В 4 км южнее станицы Сторожевой на левом берегу р. Бижгона вскрываются:

J_1^{ta} — песчаники полимиктовые, слюдистые, мелкозернистые, толстослоистые с прослоями конгломератов кварцевых, мелкогалечных, серовато-зеленых. Наряду с кварцем в конгломерате встречается редкая галька темных, глинистых сланцев. В верхней части песчаников — прослой до 4 см, переполненный неопределимыми раковинами пелеципод. Падение СЗ 325° ∠5—6°. Видимая мощность 8—10 м.

Задернованный склон — 2 м.

$J_2^{aal_2}$ — известняки розовато-серые, криноидные, глауконитовые, переполненные раковинами *Rhynchonella*. Видимая мощность 1 м.

$J_2^{aal_2}$ — песчаники буровато-серые, известковистые, толстоплитчатые, переполненные обломками раковин *Rhynchonella*. Видимая мощность 1 м.

До вершины холма — задернованный склон.

Далее на юг вверх, по р. Бижгону видимая мощность песчаников составляет 12—15 м. Описанные выше песчаники слагают и правобережные высоты р. Бижгона. Они же вскрываются в устье балки Беликовой (левый приток р. Бижгона). При движении по балке Беликовой вверх от впадения ее в р. Бижгон наблюдается следующий разрез:

J_1^{ta} — песчаники светлые, сильно слюдистые, мелкозернистые, грубоплитчатые с линзами мелкогалечного кварцевого конгломерата. Падение СЗ 320° ∠12°. На них *лежат*:

$J_1^{t+aal_1}$ — сланцы глинистые, темные, зеленоватые с многочисленными караваеподобными сидеритовыми конкрециями, рассеянными по всему разрезу. В глинистых сланцах найдена фауна: *Mytiloides dubius* Sow., *M. amygdaloides* Goldf., *M. quenstedti* Pčel., *M. gryphoides* Schloth., *M.* sp. indet. ex gr. *polyplochus* Roem.

Сланцы падают на СЗ 300—330° и на З 270° ∠8—10°. В р. Шамайке можно наблюдать верхнюю границу свиты глинистых сланцев. Здесь (в 5 км западнее станицы Сторожевой) в тальвеге р. Шамайки — небольшие обнажения и высыпки темных глинистых сланцев и сидеритовых конкреций. В обоих бортах обнажаются:

$J_2^{aal_2}$ — карбонатная пачка — известняки розовые, криноидные с редкими раковинами брахиопод. Видимая мощность 20—25 м.

Для характеристики пород, лежащих выше карбонатной пачки, приведем описание обнажений по р. Б. Зеленчуку на север от хут. Даусуз. У моста в хут. Даусуз в обрыве левого берега р. Б. Зеленчука обнажаются:

$J_1^{t+aal_1}$ — глинистые сланцы оливкового цвета с сидеритовыми конкрециями. Видимая мощность 1 м.

$J_2^{aal_2}$ — сильно песчанистый, железистый сланец с двумя прослоями известняка-ракушечника по 7—8 см мощности. Мощность 0,5 м.

$J_2^{aal_2}$ — известняк плотный, массивный, зеленоватый. Мощность (видимая) 4 м. Выше, до бровки обрыва, т. е. примерно на 120 м по вертикали — задернованный склон. На левом берегу р. Б. Зеленчука, против северной околицы хут. Даусуз, в овраге — продолжение разреза:

J_2^{Dog} — глинистые сланцы, темные, слюдистые, богатые сидеритовыми и глинистыми конкрециями. Падение СВ 30° ∠2°. Видимая мощность до 70 м. В сланцах — *два прослоя песчаника темного известковистого, тонкоплитчатого. Эти же сланцы,*

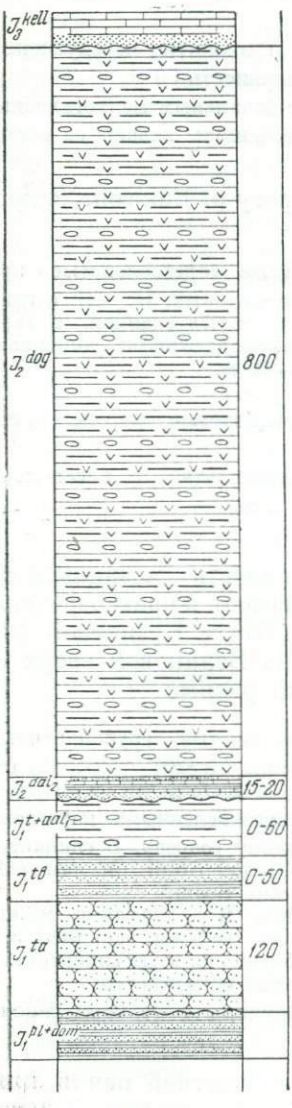

Рис. 8. Стратиграфическая колонка нижне- и среднеюрских отложений бассейна рр. Б. Зеленчука и М. Зеленчука.

1 — глинистые сланцы, огипсованные, с прослоями сидеритовых конкреций с фауной; *2* — карбонатная пачка с фауной; *3* — глинистые сланцы с горизонтами сидеритовых конкреций; *4* — чередующиеся тонкоплитчатые песчаники и глинистые сланцы; *5* — песчаники кварцевые с мелкогалечным кварцевым конгломератом в основании; *6* — чередующиеся плитчатые песчаники и песчано-глинистые сланцы.

но обогащенные прослоями сидеритовых конкреций, вскрыты в 4 км севернее моста в хут. Даусуз. Они слагают здесь левобережную возвышенность. В средней части обнажения глинистых сланцев проходит слой известковистого песчаника со структурой cone in cone. Еще дальше на север более высокие горизонты этой свиты вскрываются в основании высоты, расположенной в 5 км к северо-востоку от станицы Кардоникской:

J_2^{Dog} — глинистые сланцы серые, с раковистым изломом. В сланцах — прослои сферических и плоских сидеритовых конкреций. Здесь в осыпи найдены *Parkinsonia* sp., *Stephanoceras* sp. и др.

J_2^{Dog} — в 30 м от основания обнажения — пласт светлого рыхлого песчаника, кварцевого, слюдистого, покрытого налетами белых солей. Мощность 3 м.

J_2^{Dog} — глинистые сланцы темные, песчанистые, сильно гипсоносные с горизонтами лепешкообразных, реже сентариевых конкреций. В 42 м выше горизонта песчаника в слое конкреций обнаружена богатая фауна: *Parkinsonia subarietis* Watz., *P. parkinsoni* Sow., *Lytoceras polyhelictum* Beockh.

Выше задернованной части склона начинаются, повидимому, осадки келловея. Падение СВ 320—340° ∠2—3°. Видимая мощность (от начала обнажения до подошвы Скалистого хребта) около 300 м.

Сопоставление изученных нами обнажений позволяет составить следующую схему стратиграфии юрских отложений для бассейнов рр. Б. Зеленчука и М. Зеленчука (рис. 8):

J_1^{ta} — свита светлых песчаников, кварцевых, иногда полимиктовых и слюдистых. Величина зерен меняется как по простиранию, так и по вертикали. В основании свиты часто лежат конгломераты средне- и мелкозернистые, содержащие, помимо гальки кварца, и гальку нижележащих пород. Конгломераты встречаются в виде прослоев и линз и по всему разрезу, но в этих случаях они обычно состоят целиком из кварца. Также в виде прослоев и линз незначительной мощности встречаются ракушняки, сложенные неопределимой битой ракушей. Песчаники имеют, как правило, массивное или грубоплитчатое сложение и при выветривании образуют россыпи больших глыб.

J_1^{tb} — свита чередующихся темных, глинистых, слюдистых сланцев и песчаников полимиктовых, слюдистых, мелкозернистых, тонкоплитчатых. Эта свита является переходной между песчаниками и вышележащей свитой глинистых сланцев. В описываемом районе она не имеет непрерывного развития, и по балке Беликовой на песчаники непосредственно налегают глинистые сланцы. Мощность свиты в тех местах, где она хорошо выражена, достигает 45—50 м.

$J_1^{t+aal_1}$ — свита глинистых сланцев, тем-

ных, зеленоватых, с частыми прослоями сидеритовых конкреций, а также с отдельными караваеподобными конкрециями, рассеянными по всему разрезу. В глинистых сланцах встречена фауна: *Mytiloides dubius* Sow., *M. amygdaloides* Goldf., *M. quenstedti* Pčel., *M. gryphoides* Schloth., *M.* sp. ex gr. *polyplochus* Roem. Мощность от 0 до 60 м. Эта свита развита только в западной части района (западнее р. Б. Зеленчука), а на остальной территории прямо на песчаниках залегают:

$J^{aal_2}_2$ — карбонатная пачка — криноидные, железисто-оолитовые, ракушняковые известняки, тонкослоистые светлые и зеленоватые песчаники и темные глинистые сланцы с сидеритовыми конкрециями. Мощность 15—20 м.

J^{Dog}_2 — свита глинистых сланцев, темных, слюдистых, в верхней части сильно огипсованных, со скорлуповатой отдельностью. В сланцах — частые прослои сидеритовых конкреций, хорошо выдерживающиеся по простиранию. Примерно в 180 м от основания свиты в сланцах вскрыт 3-метровый прослой рыхлого песчаника, светлого, кварцевого, слюдистого, покрытого налетами белых солей. Мощность свиты изменчива, так как верхние горизонты ее срезаются трансгрессивным келловеем, лежащим в основании Скалистого хребта. В местах наиболее полного развития мощность достигает 800 м.

Прослеживая свиты по простиранию, можно отчетливо наблюдать трансгрессивное и угловое несогласие с нижележащими породами. Так, по р. Маруху песчаники с базальным конгломератом в основании лежат на метаморфизованных изверженных породах [по данным В. Н. Робинсона (1946 г.),— девонских], а в верховьях левой составляющей балки Алешиной — на юрской же свите чередующихся песчаников и сланцев, хорошо развитой в более западных районах (бассейн р. Урупа и далее на запад).

Основываясь на приведенной стратиграфической колонке юрской депрессии в пределах рр. Б. Зеленчука и М. Зеленчука и учитывая особенности залегания свит по простиранию, можно построить следующий геологический профиль этой территории (рис. 9).

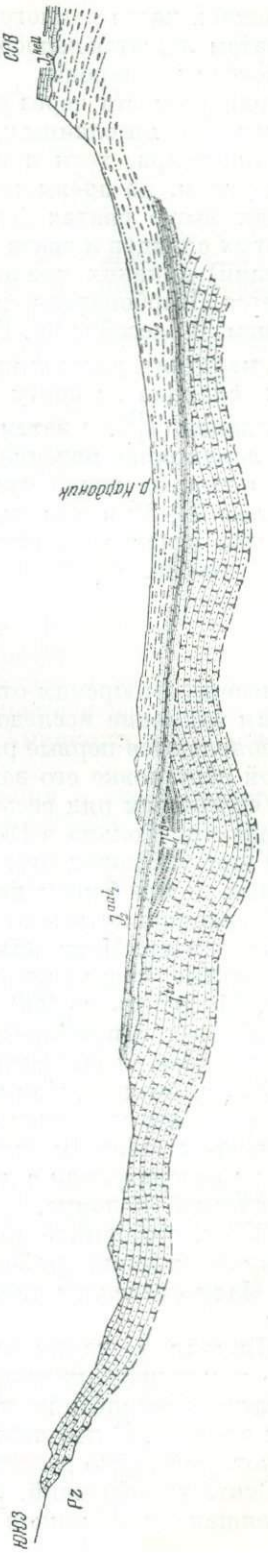

Рис. 9. Геологический профиль по р. Б. Зеленчуку.

В южной части данного района тоарские песчаники с базальным конгломератом ложатся непосредственно на девонские (по В. Н. Робинсону) вулканогенные породы. Угловое несогласие весьма значительное. Так, в районе моста через реку Б. Зеленчук (в 2 км к югу от прииска Зеленчук) девонские сланцы падают на СЗ 320—325° ∠ 40—60°, иногда до 70°, а песчаники тоара хотя и падают тоже в северо-западном направлении, но под углом, не превышающим 10—12°. В свите тоарских песчаников и лежащих выше свитах (свита чередующихся плитчатых песчаников и глинистых сланцев и свита глинистых сланцев с горизонтами сидеритовых конкреций) никаких признаков перерыва и угловых несогласий не наблюдается. Карбонатная пачка трансгрессирует с заметным угловым несогласием. В бассейне рр. Б. Зеленчука и М. Зеленчука можно наблюдать, что на коротких расстояниях карбонатная пачка ($J_2^{aal_2}$) переходит с глинистых сланцев на свиту чередующихся плитчатых песчаников и глинистых сланцев (J_1^{tb}), а затем на свиту песчаников (J_1^{ta}). Если для тоарских пород характерно падение под углом 10—12°, то породы карбонатной пачки и вышележащие глинистые сланцы (доггер) падают более полого под углом 2—5° в том же, северо-западном направлении. Совершенно отчетливое угловое несогласие и размыв наблюдаются в основании Скалистого хребта, сложенном келловеем.

Бассейн р. Кубани

Угленосность юрских отложений в бассейне р. Кубани давно привлекала к ним внимание исследователей. Уже во второй половине XIX столетия появляются первые работы, посвященные кубанскому углю и геологической обстановке его залегания. Отметим кратко, что первые работы хотя и содержали ряд весьма существенных данных, но касались отдельных вопросов. Только в 1929 г. Г. П. Агалин дает первую схему стратиграфии юрских пород этого района, приводя следующий разрез юрских осадочных пород (снизу вверх):

1. Среднезернистые конгломераты с галькой кварца и сланцев метаморфической толщи. Мощность непостоянная — 10 м и меньше.

2. Светлые, чаще всего желтоватые, среднезернистые, аркозовые песчаники. Мощность до 200 м. Выше этих песчаников в северо-западной части района (т. е. в районе г. Клухори) идут порфирито-туфогенные породы.

3. Свита чередующихся песчаников и глинистых сланцев. Мощность 300 м.

В 1930 г. была опубликована работа П. И. Лебедева, в которой излагаются результаты изучения юрских вулканогенных образований. Автор дает главным образом петрографическую характеристику этих образований, не рассматривая с достаточной полнотой вопрос об их месте в стратиграфической колонке.

В 1933 г. в сборнике под редакцией В. В. Мокринского, описывая геологические условия района Хумаринских угольных месторождений, Ф. Л. Мани разделяет нижнеюрские отложения на четыре свиты (снизу вверх):

1. Нижняя песчаниковая или угленосная свита — светлые, мелко-, средне- и крупнозернистые песчаники с базальным мелкогалечным конгломератом в основании и с подчиненными пропластками песчано-глинистых сланцев. В песчаниках—большое число угольных прослоев, мощность которых редко достигает 0,40 м. Общая мощность свиты до 500 м.

2. Свита туфобрекчий, налегающая непосредственно на песчаниковую и состоящая из обломков песчаников угленосной свиты. В состав ее,

помимо туфобрекчий, входят порфириты, представленные как довольно мощными прослоями, так и послойными интрузиями и секущими дайками. Интрузии порфиритов не проходят выше свиты туфобрекчий в толщу кроющих их отложений. Мощность до 300 м.

3. Сланцевая свита — песчано-глинистые сланцы темносерого цвета, содержащие многочисленные отпечатки растительных остатков. Изредка в свите встречаются пропластки угля мощностью от 3 до 5 см. Характерной особенностью свиты является большое количество сферосидерита, образующего стяжения и четкообразные прослои. Общая мощность до 360 м.

4. Свита верхних песчаников, связанная с предыдущей непрерывными переходами. Песчаники светлые, изредка с косой слоистостью.

Выше трансгрессивно и с некоторым угловым несогласием залегают песчаники и криноидные известняки с фауной ааленского яруса мощностью от 20 до 60 м и темносерые глинистые сланцы доггера.

Таким образом, Ф. Л. Мани, придерживаясь в основном схемы Г. П. Агалина, вводит представление о наличии двух свит песчаников: «нижней» — более древней, чем вулканогенная свита, и «верхней» — более молодой. Существенных данных о возрасте выделяемых свит Ф. Л. Мани не приводит.

Мнение Ф. Л. Мани о наличии двух свит песчаников полностью разделяется Г. Е. Пилюченко в работе 1946 г., однако сланцевая свита (свита чередующихся песчаников и глинистых сланцев Мани), по его мнению, является более древней, нежели вулканогенная. Характерно, что «верхняя песчаниковая свита» распространена, по мнению данного автора, на очень незначительной площади, а именно в верховьях правых притоков р. Кубани — рр. Мары, Индыша и Аманкола, имея мощность до 300 м.

Отметив весьма противоречивые представления о стратиграфическом положении вулканогенной свиты в приведенных работах, перейдем к описанию изученных нами обнажений. В правом борту долины р. Шайлы-лаиы-езен (правый приток р. Мары) в 1 км выше ее слияния с р. Гитче-езен обнажаются:

PCm (?) — гранит розовато-красный, местами огнейсованный и рассеченный жилками кварца. Гранит среднезернистый лейкократовый, цветных компонентов содержит очень мало, и представлены они главным образом слюдой. Ясно наблюдаются следы деформаций, а местами видна огнейсованность. Гранит сильно выветрен на значительную глубину (не менее 1,5—2 м). Размеры выхода: длина — 250 м, высота по склону 135 м.

В южной части выхода на гранит ложится:

J_1^1 — порфирит темный, плотный. Мощность 25—30 м.

В северной части выхода докембрия, срезая порфирит, непосредственно на граните залегает:

$J_1^{aal_2}$ — карбонатная пачка — охристые, известковистые песчаники и плотные, розовые криноидные известняки с кварцевым конгломератом в основании. Видимая мощность 60 м. Двигаясь на север вдоль подошвы небольшого карниза, образованного породами карбонатной пачки, можно наблюдать, как она переходит сперва на порфириты (J_1^2), а затем на массивные, грубозернистые песчаники (J_1^{ta}), падающие в северные румбы.

Хорошее обнажение вулканогенной свиты можно наблюдать по дороге из аула Б. Мара в Уллу-кол. В 1,5 км восточнее перевала в бассейн р. Подкумка в левом борту долины вскрываются:

J_1^1 — туфобрекчия, состоящая из обломков порфирита, сцементированных зеленовато-черным туфом. Мощность 170—180 м.

J_1^1 — шаровая порфиритовая лава. Мощность 20—25 м.

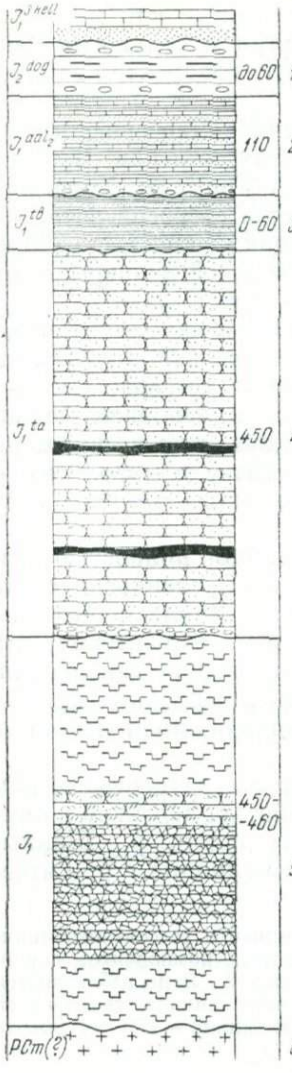

Рис. 10. *Стратиграфическая* колонка нижне- и среднеюрских отложений бассейна р. Кубани.

1— оливковые глинистые сланцы с горизонтами сидеритовых конкреций с фауной; *2*— карбонатная пачка с фауной; *3*— чередующиеся тонкоплитчатые песчаники и глинистые сланцы; *4*— песчаники светлые, кварцевые с прослоями глинистых углистых сланцев и несколькими горизонтами каменного угля; *5*— вулканогенная свита—порфириты, туфобрекчии, туфы; *6*— граниты и кристаллические сланцы.

J_1^1 — покровы черного авгит-лабрадорового порфирита. Мощность 80—100 м.

J_1^{ta} — песчаник белый, плитняковый и массивный, кварцевый, известковистый. Мощность 60 м.

$J_2^{aal_2}$ — песчаник бурый, известковистый, чередующийся с плитами криноидного известняка. В основании песчаников встречается частая галька кварца. Мощность 40 м.

J_2^{Dog} — сланцы песчано-глинистые, с сидеритовыми конкрециями. Мощность 60 м. Выше идет базальный конгломерат келловея, лежащего в основании Скалистого хребта.

На левом берегу р. Мары в ауле В. Мара обнажаются:

J_1^{ta} — песчаник светлый, кварцевый, толстоплитчатый, известковистый. Видимая мощность 4,5 м.

J_1^{tb} — пачка чередующихся песчаников и глинистых сланцев. В нижней части (около 8—10 м) песчаники мелкозернистые, глинистые, буровато-серого цвета, плитчатые (толщина плиток 5—8 см) чередуются с глинистыми сланцами, сильно песчанистыми, слюдистыми с растительным детритусом (прослои мощностью 15—20 см). Выше в глинистых сланцах встречаются сферосидеритовые конкреции. В верхней части тех же сланцев имеются прослои сливного известковистого песчаника. *Общая мощность* 40 м.

Достаточно, повидимому, полный разрез вулканогенной свиты вскрывается в восточном склоне безымянной скалистой высоты, но из-за труднодоступности он не поддается детальному изучению. Здесь с отметки 1010 м обнажаются:

J_1^1 — пестрая туфобрекчия, состоящая из обломков темносерых, зеленовато-серых и светлых диабазовых порфиритов и кератофиров, сцементированных темной туфовой массой. Видимая мощность 20—25 м.

J_1^1 — покровы порфиритов, расслоенные пачками туфобрекчии. Мощность отдельных покровов порфиритов до 60—80 м. Общая мощность свиты до 320 м. Выше лежит:

$J_2^{aal_2}$ — *карбонатная пачка — рыжие плитняковые* известковистые песчаники, криноидные известняки, песчано-глинистые сланцы, зеленые туфогенные песчаники. Видимая мощность 40 м. Среди брахиопод, найденных в основании карбонатной пачки, определены *Terebratula latilingula* Roth. и *T. perovalis* Sow., характерные для зоны *murchisonae* верхнего аалена.

В соответствии с нашими полевыми наблюдениями стратиграфию нижне- и среднеюрских отложений бассейна р. Кубани можно изобразить следующей схемой (рис. 10).

J_1^1 — вулканогенная свита — порфириты, туфобрекчии, туфы. Мощность до 400—430 м.

J_1^{ta} — свита песчаников светлых, кварцевых, массивных и плитняковых, иногда с базальным конгломератом в основании. В нижней части свиты часты прослои глинистых, углистых сланцев и несколько горизонтов угля. Мощность до 450 м.

J_1^{tb} — свита чередующихся тонкоплитчатых, мелкозернистых, глинистых песчаников и песчано-глинистых слюдистых сланцев. Мощность до 40 м. Эта свита обнажается на небольшой площади по левому берегу р. Мары.

$J_2^{aal_2}$ — карбонатная пачка — известковистые песчаники и криноидные известняки с прослоями бобово-оолитовых железных руд. Местами встречаются зеленоватые туфогенные песчаники. Из этой свиты определены: *Ludwigia murchisonae* Sow., *L. decipiens* Harn., *L. costosum* Buckm., *Harpoceras costula* Rein., *Terebratula latilingula* Roth. и *T. perovalis* Sow. Перечисленные формы характерны для зоны *murchisonae* верхнего аалена. Мощность до 70—110 м.

J_2^{Dog} — свита глинистых сланцев, скорлуповатых, оливковых с прослоями сидеритовых конкреций. В верхней части свиты найдены аммониты *Parkinsonia parkinsoni* Sow. Мощность до 60 м. Выше идут трансгрессивные осадки келловея.

Для характеристики залегания пород приведем описание профиля от высоты 1372,8 м (в 4 км к западу от слияния рр. Кубани и Теберды) до станицы Красногорской на севере (рис. 11). В южной части профиля вулканогенные породы слагают высоту до отметки 1330 м. На вулканогенной толще лежит карбонатная пачка, падающая на СВ 40°∠2—3°. В долине р. Кубани и на ее правом берегу обнажаются песчаники светлые, кварцевые с горизонтами каменного угля в нижней части свиты. Песчаники полого (6—8°) падают в северо-восточные румбы. В районе станицы Красногорской отчетливо наблюдается пологая антиклиналь, сложенная нижнеюрскими породами. В 1 км к югу от южной окраины станицы Красногорской массивные грубозернистые песчаники падают на ЮЗ 250° ∠10°. Такое падение прослеживается до середины станицы Красногорской. Примерно

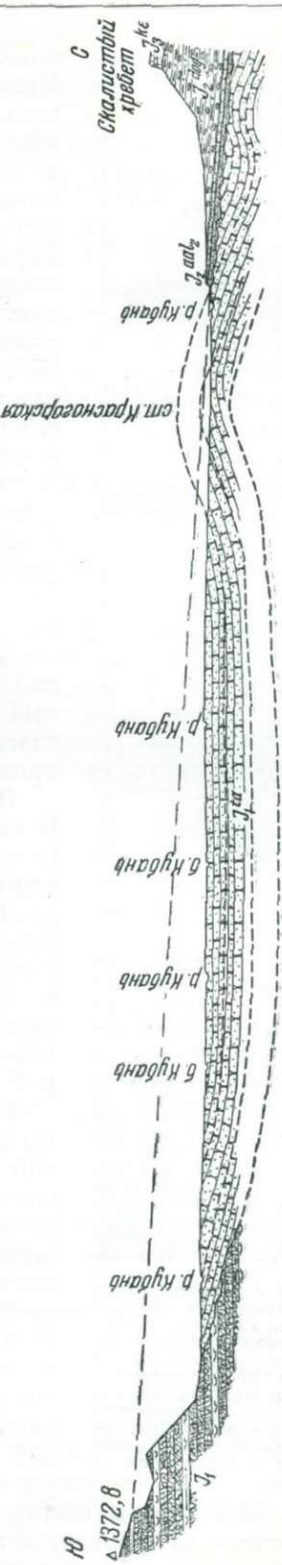

Рис. 11. Геологический профиль бассейна р. Кубани.

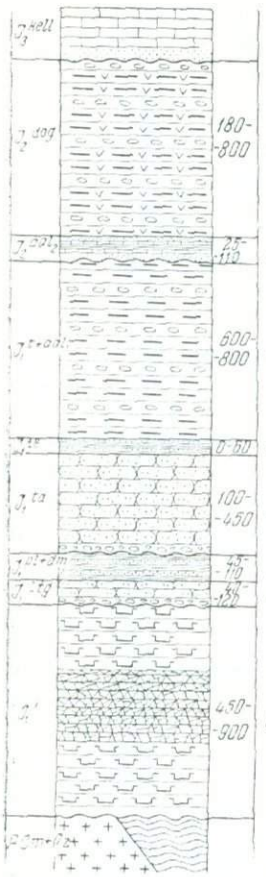

Рис. 12. Стратиграфическая колонка отложений J_1 и J_2 Северо-юрской депрессии от р. Белой до р. Кубани.

1 — оливковые глинистые сланцы, опесоченные, с горизонтами сидеритовых конкреций; *2* — карбонатная пачка с фауной; *3* — глинистые сланцы с горизонтами сидеритовых конкреций и фауной; *4* — чередующиеся тонкоплитчатые песчаники и глинистые сланцы; *5* — песчаники массивные с базальным конгломератом и прослоями угля; *6* — чередующиеся светлые песчаники и песчано-глинистые сланцы с фауной; *7* — песчаники полимиктовые средне- и грубозернистые с фауной и базальным конгломератом; *8* — вулканогенная свита — порфириты, туфы, туфобрекчии, туфопесчаники и туфосланцы.

в 300 м выше моста через р. Кубань в станице Красногорской залегание пород становится более пологим, а еще в 150 м выше эти песчаники уже падают на С∠10—12°. К югу от Красногорского поднятия развиты две небольшие складки — синклинальная и антиклинальная. Размеры их очень невелики — не превышают 200 м в поперечнике. Верхняя часть Красногорской антиклинальной складки срезается породами карбонатной пачки, имеющими здесь падение СВ 15°∠2—3°. Помимо углового несогласия, о перерыве, предшествовавшем отложению карбонатной пачки, говорит и присутствие в ее основании мелкогалечного конгломерата. Выше карбонатной пачки, согласно с нею, лежат глинистые скорлуповатые сланцы. В северной части бассейна, как и в других местах Северо-юрской депрессии, обнажаются осадки келловея, лежащие трансгрессивно и с угловым несогласием.

Стратиграфическая сводка

На основании рассмотренных выше литературных данных и наших полевых наблюдений сводный разрез нижне- и среднеюрских отложений, слагающих западную часть северной депрессии, представляется в следующем виде (рис. 12).

Нижний лейас. Вулканогенный комплекс. В основании нижнеюрских пород лежит вулканогенный комплекс, наблюдаемый лишь в двух районах данной территории: 1) по р. Кубани и у г. Клухори и 2) в верховьях р. Урупа; при этом комплекс наиболее развит и хорошо обнажен в первом из них. Здесь снизу вверх можно выделить четыре свиты: 1) свиту порфиритов мощностью около 50 м, 2) свиту туфобрекчий мощностью 170—180 м, 3) свиту туфов мощностью 20—25 м и 4) свиту порфиритов.

В свое время порфириты были изучены П. И. Лебедевым (1930 г.) и описаны в названной выше работе. Основной породой является светлосерый порфирит с макроскопическим выделением плагиоклаза (35%), роговой обманки и биотита. Вкрапленники плагиоклазов имеют зональное строение при значительной (полной или частичной) карбонатизации центральных частей кристаллов, окруженных зоной свежего кислого плагиоклаза (альбита). 15% породы составляют цветные минералы — пироксен и вторичная роговая обманка. Они превращены большей частью в мелкозернистый агрегат хлорита и кальцита с преобладанием последнего. До 50% породы составляет масса андезитового состава с большим количеством микролитов основного плагиоклаза. В районе аула Нижняя Мара развиты порфириты зеленовато-серого цвета с большим количеством

вкрапленников (60—65%) и более значительным изменением как всей породы, так в особенности вкрапленников цветных минералов, полностью кальцинированных.

Входящие в состав вулканогенного комплекса туфобрекчии встречаются в отдельных обнажениях и только между бассейнами Мары и Подкумка наблюдаются на значительном протяжении. Это темносерые с зеленоватым оттенком породы, состоящие из обломков порфиритов и кремнистых сланцев, розового гранита и метаморфизованного известняка, сцементированных раскристаллизованной массой, в которой много микролитов основного плагиоклаза. Состав обломков, включенных в туфобрекчию, указывает, что ниже ее залегают древние граниты. Нам нигде не удалось наблюдать подтверждения мнения Ф. Л. Мани о том, что: «она (свита туфобрекчий)... состоит из обломков песчаников угленосной толщи». Ни в обнажениях, ни в шлифах туфобрекчий ни разу не встречены следы песчаников.

Туфы, подобно туфобрекчиям, присутствуют в отдельных обнажениях и только в бассейне р. Подкумка образуют сплошной горизонт мощностью до 20—25 м. Туфы представляют темносерую до черной породу с концентрически-скорлуповатой отдельностью. При выветривании они легко рассыпаются, образуя мелкую крошку. Рыхлое сложение сильно затрудняет приготовление тонкого шлифа, что мешает выполнить точное микроскопическое изучение. Основная масса выражена диабазовым туфом с большим количеством микролитов основного плагиоклаза. Иногда он встречается в виде довольно крупных обломков. Также редки обломки авгита, роговой обманки и биотита. Концентрически-скорлуповатая отдельность туфов может свидетельствовать о накоплении их в водной среде.

Наряду с охарактеризованными покровными образованиями довольно широкое распространение в данном районе имеют секущие жилы, дайки и межпластовые интрузии порфиритов, по внешнему виду почти неотличимые от покровных. Все эти разности являются более молодыми, так как секут песчаники и вулканогенную свиту, нигде не доходя до ааленских осадков. Характерные образования этого типа можно наблюдать на правом берегу р. Кубани у г. Клухори.

Вулканогенная свита развита на значительной площади. На востоке выходы ее прослеживаются в бассейне р. Подкумка до Уллу-кола. На западе последние, известные нам, выходы этих пород наблюдаются у истоков балки Кубыш и балки Андрикота. На севере вулканогенные породы местами перекрыты келловейскими осадками. На юге вулканогенная свита уходит под светлые массивные песчаники, которые южнее ложатся на породы так называемой «красноцветной толщи».

Образования вулканогенной свиты слагают главным образом возвышенные скальные массивы среди поля светлых песчаников. М. В. Муратов, работавший восточнее, пришел к выводу об интрузивном характере вулканогенных пород. По мнению М. В. Муратова (1945 г.), они имеют форму пластового тела, окаймленного валом, и генетически представляют переход между пластовыми интрузиями и настоящими лакколитами. Однако данный автор только в двух местах наблюдал горячий контакт с вмещающими песчаниками: в главном Эшкаконском массиве, где участки кровли состоят из большей или меньшей толщи тоарских песчаников, иногда вдоль контакта с диорит-порфиритами, измененных и превращенных в белые кварциты (мощность метаморфизованных пород обычно невелика — от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров), и в массиве, расположенном между устьем балки Горалы-кол

и большой балкой Гирак-кол, где западная половина, вскрытая на левом берегу над гранитным массивом, подстилается вторым интрузивным телом, отделяясь от него слоем в 2—3 м песчаника с кварцевой галькой, превращенного метаморфизацией в белый кварцит. Во всех других случаях М. В. Муратов описывает механическое воздействие интрузий на песчаники, которое проявляется главным образом в том, что внедрение магмы сопровождалось поднятием покрывающих пород кровли; как правило, над массивами породы кровли образуют антиклинали. Очень часты разломы по контакту между интрузией и вмещающими породами, причем иногда на контакте даже образуются брекчии из обломков несколько метаморфизованных песчаников.

Кроме интрузивных залежей, М. В. Муратов отмечает наличие даек порфирита, иногда довольно мощных, секущих интрузивные массивы.

Изучение фактического материала М. В. Муратова и наши наблюдения многих обнажений заставляют нас сомневаться в интрузивном характере вулканогенного комплекса, содержащего, как указывалось выше, туфобрекчии и туфы.

Не приводя записей изученных обнажений, назовем лишь местоположение наиболее типичных: в 1 км ниже слияния р. Шайлыданы-езен и Гитче-езен; в 2 км вверх по течению р. Мары от шахты Угольной на дороге из г. Клухори в аул В. Мара, в правом борту долины, в 20—30 м над тальвегом; у тропы на левом берегу р. Клуха (правый приток р. Мары) на северо-восточном склоне массива; в 600 м восточнее мостика через безымянную речку, впадающую справа в р. Мару,— в 45 км от ее устья в правом борту долины от уреза воды и до бровки (т. е. на 300 м); на дороге из аула В. Мара к шахте Уллу-кол; в долине р. Арба-кола (правый приток р. Мары); при пересечении балки Кубыш и дороги Клухори — Кардоникская в тальвеге балки.

Заметим, что в первом из перечисленных обнажений породы вулканогенного комплекса ложатся непосредственно на сильно катаклазированный древний гранит, перекрываемый затем песчаниками нижнего аалена. Всюду нам удалось наблюдать трансгрессивное перекрывание толстослоистыми светлыми песчаниками пород вулканогенной свиты, лежащих в ядрах антиклиналей, морфологически выраженных возвышенностями. Песчаники протягиваются в бассейн Зеленчуков, находясь там в основании разреза юрских пород [Г. Е. Пилюченко (1946 г.) считает возраст песчаников плинсбахским]. Наличие в некоторых местах горячих контактов порфиритов и песчаников, а также жил и небольших пластовых интрузий порфиритов, секущих вулканогенную свиту и свиту песчаников, объясняется развитием более молодых жильных разностей порфиритов, по составу очень близких порфиритам вулканогенного комплекса.

Песчаники, облекающие вулканогенные породы, всюду круто падают — до 70—75°. В основании их иногда наблюдается грубый базальный конгломерат, включающий большие неокатанные куски пород вулканогенной свиты. На очень коротких расстояниях от ядер антиклиналей песчаники резко выполаживаются и обычно имеют пологое падение в северные румбы под углом 8—12°. В некоторых случаях по долинам рек почти горизонтально лежащие песчаники как бы уходят под массивы вулканогенных пород. На самом деле пласты песчаников тут не продолжаются внутрь вулканогенного комплекса и не уходят под него, а лежат впритык. Создается впечатление о внедрении в них туфов, туфобрекчий, порфиритов. Однако полное отсутствие каких-либо контактных изменений как песчаников, так и порфиритов указывает, что «внедрение» не но-

сит интрузивного характера, а вызвано тектоническими причинами. Тип образовавшихся структур ближе всего напоминает складки с «ядром протыкания».

Из изложенного приходится сделать естественный вывод, что вулканогенный комплекс является более древним образованием, чем песчаники, имеющие, как мы дальше покажем, тоарский возраст. Следовательно, тоар является верхним пределом возраста вулканогенных пород. Нижняя возрастная граница их расплывчата. В районе Клухори подошва этих пород наблюдается в естественных обнажениях только в отдельных случаях, причем они лежат то на так называемых «северных гранитах» (верховья р. Мары), то на кристаллических сланцах и на породах «карачаевской свиты» В. Н. Робинсона. Возраст гранитов, как выше говорилось, трактуется в довольно широких пределах, однако не поднимается выше среднего палеозоя. Кристаллические сланцы («метаморфическая свита») относятся А. П. Герасимовым (1929 г.) к верхнему докембрию. «Карачаевскую свиту» В. Н. Робинсон (1946 г.) считает верхней свитой нижнего карбона, отвечающей намюрскому ярусу. Однако А. Д. Миклухо-Маклай оспаривает возможность точного определения возраста «карачаевской свиты» по той фауне, которая была найдена В. Н. Робинсоном, так как она встречается в верхнем карбоне и в заведомо верхнепермских отложениях Закавказья.

Как видим, возраст вулканогенного комплекса (по непосредственным данным из района г. Клухори) заключен в пределах от докембрия и верхнего палеозоя до тоара. В последнее время вулканогенные породы на северном склоне Кавказа признаются нижнетоарскими по различным косвенным признакам, одним из которых является отсутствие прямого налегания аспидных сланцев среднего лейаса на туфопорфиритовые толщи. Не отрицая возможности такой возрастной трактовки их, мы тоже условно допускаем отнесение их к нижнему лейасу, так как нам известны небольшие сегменты в правом борту Хареса и значительные участки в Верхней Сванетии туфопорфиритовых пород, залегающих под среднелейасовыми.

Нижний и средний лейас. Нижний песчаносланцевый комплекс. Сюда принадлежат согласно лежащие свита светлых полимиктовых песчаников, иногда с базальным конгломератом в основании, мощностью от 0 до 140 м, и свита чередующихся светлосерых песчаников и песчано-глинистых сланцев, мощностью от 0 до 110 м, фаунистически охарактеризованные и непрерывно прослеженные от р. Белой до р. Бижгона (бассейн р. Б. Зеленчука). Только по р. Сахраю (бассейн р. Белой) имеется довольно мощная свита (примерно до 750 м) глинистых сланцев домерского возраста, взаимоотношение которой с вышеуказанными отложениями неясно.

Свита песчаников (лотарингский ярус). Обнажается в хр. Пантерин и на горе Гефо в фации мелкозернистых, полимиктовых песчаников с прослоями и линзами мелкогалечного кварцевого конгломерата. В низах свиты на хр. Пантерин прослои железистого песчаника и ракушняка содержат: *Pleurotomaria anglica* Sow., *Pl.* sp. indet., *Cardinia* aff. *philea* d'Orb., *C.* sp. indet., *Teinostoma euomphalus* Quenst., *Amberleya imbricata* Sow., *A.* sp. indet., *Arietites* cf. *pseudospiralis* Vad., *A.* sp. indet., *Belemnites* sp. и *Praeconia* sp. indet. ex gr. *tetragona* Terg.

Согласно В. Ф. Пчелинцеву, среди этих форм одни типичны только для нижнего лейаса или для верхов нижнего и низов среднего лейаса. Виды, свойственные только низам среднего лейаса, отсутствуют. Появляется возможность считать слои с перечисленной фауной принадлежащими к лотарингскому ярусу.

Отсутствие этой свиты в обнажениях р. Ходзи, вероятно, обусловлено тектонической редукцией, так как здесь в тектоническом контакте с известняками триаса находятся слои с фауной среднего лейаса (плинсбах — домер).

Описываемая свита мощностью 40—50 м в бассейне рр. Б. Лабы и М. Лабы представлена в основном серыми, иногда зеленоватыми, средне- и мелкозернистыми, полимиктовыми песчаниками. Среди зерен преобладает кварц, реже встречаются обломки слюды и кислого плагиоклаза. Цемент, как правило,— базального типа, глинистый, глинисто-хлоритовый и карбонатный. По данным Н. В. Ренгартен и З. М. Старостиной, песчаники обогащены фосфатным веществом. Содержание P_2O_5 в цементе песчаников достигает 15%. По названным авторам в тяжелой фракции содержатся циркон, турмалин, эпидот и апатит. В основании свиты песчаники грубозернистые, местами встречается типичный базальный конгломерат из гальки и валунов нижележащих пород — гранитов, змеевиков, триасовых известняков и жильного кварца. Линзы и маломощные прослои мелкогалечного, преимущественно кварцевого, конгломерата присутствуют и в более высоких горизонтах свиты. В основании же свиты наблюдаются линзы детритусового известняка, в котором на водоразделе между рр. Андрюком и Бескесом и на хр. Бамбак найдены *Teinostoma euomphalus* Quenst. и *Cryptaenia expansa* Sow.

На восток от бассейна р. Б. Лабы мощность свиты серых полимиктовых песчаников увеличивается и по р. Урупу достигает 120—140 м. Главной составной частью песчаников является кварц, меньше кислого плагиоклаза, микроклина, слюды (главным образом,— биотит). Внизу песчаники среднезернистые, иногда грубозернистые, массивные и грубоплитчатые. Выше они становятся более мелкозернистыми и тонкослоистыми; среди них появляются редкие тонкие прослои песчано-глинистых сланцев. В основании свиты хорошо развит базальный конгломерат, иногда мощностью до 10 м, из гальки гранитов, кристаллических сланцев, порфиритов, туфопесчаников и аспидных сланцев. Цемент — песчанистый и песчано-глинистый. Отдельные прослои и линзы мелкогалечного кварцевого конгломерата содержатся по всему разрезу.

Прослеживаясь только в южной части бассейна р. Урупа, породы этой свиты несколько южнее приска Ново-Урупского трансгрессивно срезаются осадками тоарского возраста.

Последние обнажения пород этой свиты встречены нами в верховьях балки Алешиной на северном склоне горы Чапал 1-й; восточнее она нацело выклинивается.

Свита чередующихся песчаников и песчано-глинистых сланцев (плинсбах — домер) развита только в бассейне р. Ходзи. Здесь, на Кунских полянах, в тектоническом контакте с триасовыми известняками обнажаются песчанистые сланцевые глины, в нижней части чередующиеся со сланцевыми песчаниками. Песчаники и сланцы содержат: *Oxytoma* sp. indet. ex gr. *inaequivalves* Sow., *Praeconia* sp. indet., *Pleurotomaria subnodosa* Münst., *Pl. amalthei* Quenst., *Pl. anglica* Sow., *Pl.* sp. indet., *Liostrea* sp. indet.

Более высокие горизонты этой свиты с прослоями криноидного известняка установлены по р. Кунке (левый приток р. Ходзи). В криноидных известняках В. Н. Робинсоном собрана фауна, среди которой моллюски определены В. Ф. Пчелинцевым, а брахиоподы — А. С. Моисеевым: *Macrodon aviculinum* Schloth., *Pleurotomaria anglica* Sow., *Pl. coarctata* Stol., *Pl. princeps* Dunk., *Pl.* cf. *ellipsoidea* d'Orb., *Pl. Mopsa* d'Orb., *Discohelix orbis* Reuss., *Amberleya alpina* Stol., *Trochus* (*Callio-*

stoma) *epulus* d'Orb., *Spiriferina Walcotti* Sow., *Rhynchonella variabilis var. major* Rau., *Rh. curviceps* Quenst., *Rh. pontica* Moiss., *Rh. kunkensis* Moiss., *Terebratula punctata* Sow., *Zeilleria subdigona* Opp., *Z. subnumismalis* Desl.

Фауна перечисленных пелеципод содержит формы не только среднего лейаса, но и верхних горизонтов нижнего лейаса; брахиоподы же определенно указывают на среднелейасовый возраст вмещающих их пород.

Еще более молодая фауна была встречена по р. Бугунжу (правый приток р. Ходзи): *Oxytoma Oppeli* Roll., *Chlamys priscus* Schloth., *Ch. reutligensis* St., *Modiola pelops* d'Orb., *Leda graphica* Tate, *L. complanata* Phill., *Cyrpicardia curcullata* Goldf., *Pleurotomaria* aff. *hirlatzensis* Hörn., *Pl. subnodosa* Münst., *Trochus heliciformis* Ziet. (определения В. Ф. Пчелинцева).

Во всей свите в бассейне р. Ходзи преобладают сланцеватые песчаники внизу и песчано-глинистые сланцы в верхах разреза.

Хотя выходы лотарингских и среднелейасовых пород разрознены, однако литологический и фаунистический состав свиты песчаников и свиты чередующихся песчаников и песчано-глинистых сланцев указывает на непрерывность их накопления в бассейнах рр. Белой и Ходзи. В бассейне же рр. Б. Лабы и М. Лабы непрерывность перехода между обеими свитами может наблюдаться в самих обнажениях. В верхних частях разреза песчаники становятся все более мелкозернистыми и тонкослоистыми; наконец, в них начинают появляться прослои песчано-глинистых сланцев, приобретающих постепенно преобладающее значение.

Песчаники по минералогическому составу очень близки между собой, будучи сложены зернами кварца, кислого плагиоклаза, микроклина и чешуйками слюды; присутствуют хлорит и кремнистые обломки. В качестве акцессорных минералов встречаются турмалин и циркон. Песчано-глинистые прослои представляют чередование тонких глинистых и алевритовых пород, приближающихся к мелкозернистым пескам.

Мощность свиты по рр. Б. Лабе и М. Лабе достигает 90—110 м. Примерно в 70 м от основания свиты в ней присутствует горизонт криноидного известняка, в котором А. С. Моисеевым были определены: *Terebratula punctata* Sow. и *Rhynchonella persinuata* Rau.

Описываемая свита в бассейне р. Урупа так же согласно лежит на свите песчаников и связана с ней постепенными переходами. Нет существенных изменений и в минералогическом составе песчаниковых прослоев. Как и на Лабе, они сложены зернами кварца, кислого плагиоклаза, микроклина, слюды и кремнистыми обломками. Отличием является присутствие горизонтов песчаников с железистым цементом. Мощность 45—50 м, в отдельных случаях — до 80 м.

Восточнее р. Урупа эта свита выклинивается. Она, как и нижележащая свита песчаников, срезается тоарской трансгрессией. Возможно, что собранная Г. Е. Пилюченко фауна — *Beaniceras* cf. *costatum* Buckm., *Rhynchonella persinuata* Rau., *Cissoatyllus euomphalus* Opp., *Spiriferina honeri* Ess.— относится к низам этой свиты.

Свита глинистых сланцев (домер). Имеет весьма ограниченное распространение по площади. Обнажения ее встречены нами только на левом берегу р. Сахрая южнее сел. Ново-Прохладного и в основании северного склона хр. Дудугуш. По литологическому составу ее удобно разбить на три подсвиты (снизу вверх):

1. Глинистые сланцы, темные, почти черные, скорлуповатые, часто сильно мятые и при выветривании распадающиеся на мелкие остроугольные обломки. В нижней части сланцы обогащены песчаными частицами и

чешуйками слюды. В основании лежит горизонт серых слюдистых, неправильно слоистых песчаников мощностью 4—5 м. Среди глинистых сланцев встречаются редкие прослои по 10—15 см очень плотных, темносерых, тонкозернистых известковистых песчаников. Мощность 400—420 м. В глинистых сланцах найдены аммониты и белемниты, определенные Г. Я. Крымгольцем, как *Amaltheus margaritatus* Montf. и *Passaloteuthis milleri* Phill. Они датируют домерский возраст.

2. Песчаники серые полимиктовые, тонкоплитняковые, реже — грубоплитчатые с прослоями темных слюдистых, песчано-глинистых сланцев. В нижней (90—110 м) толще подсвиты преобладают грубоплитчатые песчаники, по 1,5—3 м мощности, разделенные маломощными (по 20—30 см) прослоями глинистых сланцев. Затем песчаники становятся тонкоплитчатыми (толщина плиток 10—15 —20 см), равномерно чередующимися с темными глинистыми сланцами. Мощность подсвиты достигает 220—240 м.

3. Глинистые сланцы, темные с концентрически-скорлуповатой отдельностью и редкими прослоями светлого, мелкозернистого, известковистого песчаника. Мощность 80—110 м.

Границы названных подсвит устанавливаются очень условно, так как переходы между ними постепенны. Заметим, что все приведенные величины мощностей вычислены по гипсометрическим отметкам подошвы и кровли с учетом среднего угла падения. Истинные мощности должны быть значительно уменьшены, если учесть неизбежные изменения падения и местами большую смятость пород.

В северо-западной части хребта Дудугуш кровлей являются массивные песчаники тоара, а в юго-восточной — непосредственно на свиту домерских глинистых сланцев, трансгрессивно срезая тоар, ложатся известковистые песчаники и криноидные известняки верхнего аалена.

Выходы пород этой свиты не связаны с выходами лотарингских песчаников хр. Пантерин и плинсбахско-домерскими песчано-сланцевыми породами, обнажающимися по р. Ходзи. Пока приходится оставить нерешенным вопрос о том, является ли свита глинистых сланцев одновозрастным, но фациально отличным образованием по отношению к песчано-сланцевым породам р. Ходзи, или же более высоким горизонтом единой толщи.

Верхний лейас. Верхний песчано-сланцевый комплекс (тоар и частью нижний аален). Залегает резко трансгрессивно на размытой поверхности нижне- и среднелейасовых пород, а также на более древних образованиях, включая докембрий. В основании комплекса наблюдаются базальный конгломерат и грубые песчаники, которые вверх по разрезу согласно и непрерывно сменяются массивными толстоплитчатыми песчаниками, затем свитой чередующихся песчаников и сланцев, наконец, свитой глинистых сланцев с редкими прослоями песчаников. Породы этого комплекса широко распространены и почти целиком слагают северную юрскую депрессию. Редкие находки макрофауны заставили нас обратиться к поискам микрофауны, что было поручено Е. В. Мамонтовой. Она успешно выполнила задачу, обнаружив в ряде мест фауну простейших и монографически ее изучив. Всю толщу осадков верхнего лейаса можно разбить на три свиты. В восходящем разрезе они таковы:

1) свита песчаников массивных и грубоплитчатых; мощность 110—150 м;

2) свита чередующихся тонкоплитчатых песчаников и глинистых сланцев; мощность от 0 до 50—90 м;

3) свита глинистых сланцев с горизонтами сидеритовых конкреций и редкими прослоями известковистых песчаников; мощность от 0 до 600—800 м.

Свита песчаников (тоар). Является основанием верхнелейасовых накоплений на всем пространстве от р. Белой до р. Кубани.

В бассейне р. Белой массивные и грубоплитчатые песчаники трансгрессивно и с угловым несогласием лежат на глинистых сланцах домера, на глинистых сланцах ладинского яруса, скифских плойчатых известняках, красноцветных породах верхней перми, гранитах Даховского массива и на докембрийских кристаллических сланцах и змеевиках. В основании свиты обычно лежит базальный конгломерат из галек подстилающих пород: по р. Сахраю базальный конгломерат переполнен неокатанными кусками и глыбами темных плитчатых известняков; на северном склоне Даховского гранитного массива конгломерат сложен обломками гнейсов, кристаллических сланцев, змеевиков. Местами базальный конгломерат хорошо развит, и мощность его (Сахрай) достигает 60—80 м. Когда же песчаники лежат на глинисто-сланцевых породах (хр. Дудугуш),базальный конгломерат не развит,и свита начинается более грубозернистыми песчаниками, в которых встречается редкая плоская галька глинистых сланцев. Для базального конгломерата очень типично присутствие хорошо окатанной гальки молочно-белого кварца от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров в диаметре.

Песчаники характеризуются плохой сортировкой кластического материала и плохой окатанностью зерен. Основной массой (на 60—70%), слагающей песчаники, являются остроугольные, реже полуокатанные зерна кварца, сцементированные кварцево-серицитовой массой. Местами цемент карбонатный или обогащен гидроокислами железа. Каких-либо закономерностей в изменении характера цемента как по разрезу, так и по простиранию уловить не удается. Преобладает базальный характер цементации, однако довольно часто зерна очень сближены, и цементация приобретает контактовый характер. Зерна кварца значительно катаклазированы и обладают волнистым погасанием. В кварце часты пузырьки воздуха и включения неопределимого, темноцветного минерала. В качестве незначительных примесей в шлифах встречаются зерна полевого шпата, иногда—микроклина с решетчатой структурой, и пластинки слюды. Главную массу акцессорных минералов составляют темные рудные зерна; присутствуют циркон, турмалин и апатит.

На северном склоне Даховского гранитного массива в нижней части свиты песчаников наблюдается повышенное содержание слюды главным образом мусковита, что, повидимому, следует объяснить местным размывом слюдяных и слюдяно-хлоритовых сланцев и гнейсов. По преобладающему размеру зерен можно выделить грубо-, средне- и тонкозернистые разности песчаников, однако в разрезе они четко не отграничены друг от друга, и закономерности в их распространении не наблюдается. Так же беспорядочно по разрезу встречаются линзообразные прослои мелкогалечного кварцевого конгломерата. Обращает внимание хорошая окатанность гальки, что особенно заметно при слабой окатанности зерен кварца в песчаниках и плохой сортировке их. Объяснение этому, возможно, находится в наличии довольно мощных толщ кварцевых конгломератов в различных свитах палеозоя, которые, будучи неоднократно переотлагаемыми, могли послужить источниками хорошо окатанной гальки кварца даже при условии незначительного переноса. Мощность свиты песчаников в бассейне р. Белой достигает 350 м, иногда резко уменьшаясь вследствие тектонической редукции (тальвег р. Белой севернее Даховского гранитного массива).

В бассейне р. Ходзи свита песчаников не испытывает существенных изменений как в отношении вещественного состава, так и мощности. Характерным для песчаников здесь является пониженное содержание, а иногда и полное отсутствие слюды, а также вообще уменьшение количества акцессорных минералов. Далее на восток песчаники этой свиты слагают ряд возвышенностей (хр. Бугунж, гора Полковая, хр. Ахызырта) и прослеживаются в непрерывных обнажениях.

По рр. М. Лабе (балка Сторублевая и р. Бурная) и Б. Лабе (балки Мостовая и Горелая) литологический состав песчаников детально изучали Н. В. Ренгартен и З. М. Старостина. По их данным, тоарские песчаники этого района («верхняя толща песчаников») характеризуются чрезвычайным однообразием: они состоят из зерен кварца, обломков кварцитов и кремнистых пород; реже встречаются зерна кислого плагиоклаза и микроклина, обломки основных эффузивов, змеевиков и гранитов. Количество «тяжелых» фракций очень невелико, а минеральный состав последних характеризуется наличием лишь наиболее устойчивых при выветривании и переносе минералов. Здесь присутствуют: рудные зерна (магнетит, ильменит и пирит), циркон, рутил и турмалин, причем количество циркона доходит до 25% от всей фракции. Размеры кварцевых частиц колеблются в очень широких пределах: от 0,05—0,5 мм до нескольких сантиметров. Кластический материал плохо отсортирован по величине и слабо окатан. Песчаные частицы или тесно соприкасаются между собой, сливаясь в плотный агрегат, или цементируются кальцитом. К этой характеристике следует добавить, что в основании свиты местами залегают базальный конгломерат (р. Андрюк), состоящий из обломков

гнейса, зеленокаменной породы, слюдяно-хлоритовых и аспидных сланцев, а также хорошо окатанной гальки кварца. Мощность конгломерата до 4—5 м.

В общей массе песчаников встречаются разности, обогащенные по плоскостям напластования чешуйками слюды (мусковита). В нижних горизонтах песчаников (по р. Андрюку) повышается количество полевых шпатов. В верхних горизонтах при переходе к вышележащей свите минеральный состав песчаников становится более разнообразным, а количество акцессорных минералов увеличивается. Таким образом, хотя основная масса песчаников, действительно, характеризуется значительным однообразием, но отдельные горизонты отличаются как по составу кластической массы в целом, так и по составу тяжелой фракции. Мощность свиты в бассейне рр. Б. Лабы и М. Лабы 110—120 м. Далее на восток мощность свиты быстро возрастает и в бассейне р. Урупа достигает уже 350—380 м. Наряду с этим изменяется и характер самих песчаников.

Полевые наблюдения показывают, что нижняя часть песчаников в бассейне р. Урупа соответствует «нижним песчаникам» р. Б. Лабы, а вышележащие песчаники (к северу от широты р. Бульварки) являются продолжением тоарских песчаников р. Б. Лабы. По устному сообщению В. Н. Робинсона, трансгрессивное залегание тоарских песчаников и угловое несогласие между ними и нижележащей свитой наблюдались им на хр. Нахшир. В основании тоарской песчаниковой свиты по р. Урупу залегает маломощный базальный конгломерат, сложенный галькой кварца и кварцевого песчаника с примесью аспидных сланцев и пород вулканогенной толщи, развитой в верховьях р. Урупа. Местами базальный конгломерат отсутствует и в основании свиты лежат грубозернистые песчаники с примесью гравийного материала. В мощной толще песчаников, составляющих основную массу пород рассматриваемой свиты, макроскопически выделяются различные горизонты, характеризующиеся как величиной обломочных зерен (от тонкозернистых до грубозернистых), так и типом слоистости (от массивных до тонкоплитчатых). Главной составной частью являются зерна кварца, в значительных количествах присутствуют кислый плагиоклаз, обломки кремнистой породы и слюда; много меньше зерен микроклина. Характерной особенностью нижней части свиты является присутствие сидерита, служащего цементом. Выше цемент состоит из водных окислов железа и скрытокристаллической кремнистой массы. В средней части свиты иногда наблюдается карбонатный цемент.

Непрерывные обнажения тоарских песчаников прослеживаются при переходе в бассейн М. Зеленчука и Б. Зеленчука и далее на восток в бассейн р. Кубани. На восток от р. Урупа мощность свиты песчаников несколько увеличивается и в бассейне Зеленчуков достигает 450—470 м. Песчаники с резким угловым несогласием ложатся на палеозойские осадки — темные плотные сланцы типа аспидных, вулканогенные образования и зеленокаменные породы. В основании свиты обычно развит базальный конгломерат, состоящий из гальки нижележащих пород с примесью хорошо окатанной гальки кварца. Мощность конгломератов невелика и редко достигает 1,5—2 м. Только в западной части района (верховья балки Алешиной) основанием для тоарских песчаников служат породы свиты чередующихся песчаников и песчано-глинистых сланцев. В толще песчаников выделяются разности как по величине зерен, так и по составу. В основании свиты песчаники преимущественно грубозернистые; выше величина зерен уменьшается, и в верхней части свиты, при переходе к вышележащей, преобладают тонкозернистые песчаники и появляются редкие прослои песчано-глинистых сланцев.

По составу среди песчаников можно выделить разности от преимущественно кварцевых до полимиктовых. В кварцевых песчаниках всегда присутствуют полевые шпаты, слюда (главным образом мусковит), об-

ломки кварцитов и кремнистой породы. Переходы к полимиктовым песчаникам постепенные, путем уменьшения количества кварца и возрастания количества второстепенных минералов. Характерно присутствие типичных аркозовых песчаников, сложенных зернами кварца, полевого шпата (преимущественно микроклина) и мусковита. Обломочные зерна *слабоокатанные или полуокатанные*. Цемент, *в основном базальный и контактовый*, по составу — кварцево-серицитовый, железистый, редко — карбонатный. «Тяжелые» фракции, по данным Н. В. Ренгартен и З. М. Старостиной, выдерживаются по всей мощности без существенных изменений и состоят в основном (до 65 —90%) из рудных зерен (гидро*окислы железа и ильменит*). *Постоянно присутствуют циркон, турмалин*, мусковит и магнетит. «Как сингенетичный минерал в этих песчаниках, в базальном горизонте иногда встречаются кристаллики барита, количество которого в тяжелой фракции поднимается до 60%». По р. Аксауту песчаники в нижней части свиты богаты эпидотом как в виде отдельных крупных кристаллов, так и в цементе.

В самой восточной части района свита песчаников имеет мощность до 450 м. В основании залегает мелкогалечный кварцевый конгломерат, состоящий из хорошо окатанной гальки кварца и песчано-глинистого, редко карбонатного, цемента. Очень редко наблюдается типичный базальный конгломерат, сложенный кварцем, обломками порфиритов вулканогенного комплекса и плоской галькой сланцев типа аспидных. Мощность конгломератов обычно незначительная, а иногда конгломераты совершенно отсутствуют. Как и в других районах описываемой нами территории, по всему разрезу песчаников встречаются линзообразные прослои мелкогалечного кварцевого конгломерата. Сами песчаники светлые, массивные, реже толстослоистые и плитчатые. Главным образом в нижней части *свиты встречаются углистые и глинистые прослои и несколько горизонтов* каменного угля. Геологи треста «Ставропольуголь» выделяют четыре горизонта каменного угля, имеющие промышленное значение (мощность 40 см и более): Марийский, Кубранский, Шушурукский и Верхний. В песчаниках часто наблюдаются косая слоистость, а также волноприбойные *знаки на плоскостях напластования*.

Микроскопическое изучение показало значительное однообразие минералогического состава песчаников, однако при этом размеры зерен и состав цемента изменяются в значительных пределах. Почти 75—80% всей массы песчаников составляют зерна кварца, а остальные 25—30% — цемент. *Очень редко встречаются зерна плагиоклазов*, калиевого полевого шпата, слюды и рудных минералов. Зерна кварца бесцветные, прозрачные, часто с волнистым погасанием. Окатанность слабая, и зерна имеют неправильные, угловатые очертания. По величине зерен выделяются мелко-, средне- и крупнозернистые разности, однако в вертикальном и горизонтальном направлениях наблюдаются непрерывные переходы одних разностей в другие. Зерна калиевого полевого шпата, представленные микроклином с решетчатой структурой, встречаются очень редко. Так же редко встречаются зерна плагиоклаза, представленного группой альбита. Возможно, альбит является вторичным, так как эти зерна имеют характерную удлиненную форму и совершенно не носят следов окатанности. Слюда, как правило, встречается весьма редко, но у тонкоплитчатых *разностей песчаников иногда наблюдаются очень тонкие горизонты*, обогащенные мусковитом и приуроченные к плоскостям напластования песчаников. Цемент песчаников по структуре преимущественно принадлежит типу заполнения, но имеются разности песчаников с контактовым и базальным типом цементации. В отдельных горизонтах наблюдается

значительное ожелезнение песчаников, проявляющееся присутствием окислов железа в цементе, придающих бурый цвет всей породе. Из акцессорных минералов встречены циркон, апатит и рудные (главным образом гематит).

Суммируя приведенные выше данные о характере песчаников, обнажающихся в отдельных районах западной части северной депрессии, следует отметить некоторые общие черты, свойственные всей свите в целом:

1) слабую сортированность кластического материала по размеру зерен;

2) слабую окатанность кластических зерен;

3) косую слоистость и наличие волноприбойных знаков на плоскостях напластования, особенно в низах свиты;

4) наличие в основании свиты базального конгломерата, состав которого меняется в зависимости от типа подстилающих пород;

5) преимущественно кварцевый состав песчаников при наличии полимиктовых, иногда аркозовых разностей;

6) присутствие мелкой, хорошо окатанной гальки кварца в базальном конгломерате и по всему разрезу.

При рассмотрении вопроса о возрасте песчаников этой свиты следует прежде всего учитывать, что определимых остатков фауны в нем обнаружить не удалось. Растительные остатки встречаются обычно в виде рассеянного детритуса или в виде обугленных обломков древесины. Чаще всего приводятся списки флоры из каменных углей. Из более поздних определений известны данные А. Н. Криштафовича и А. Ф. Лесниковой. А. Н. Криштафович в работе 1927 г. приводит следующий список определенной им флоры из угленосной свиты Хумаринского угольного месторождения: *Equisetites* sp., *Podosamites lanceolatus* L. et H., *Gingko sibirica* Heer. *G. obrutchewii* Sow., *G. carachaica* Krist., *Phoenicopsis angustifolia* Heer., *Macrotorellia Hashaya-hiana* Krist., *Schizolepis Prometlei* Krist. и приходит к заключению о среднеюрском возрасте углей. Определения А. Ф. Лесниковой опубликованы в 1940 г. в работе А. П. Герасимова. Ею определены из сборов А. П. Герасимова в районе, примыкающем к бассейну р. Кубани с востока, следующие формы: *Cladophlebis haiburnensis* (L. et *H.*) Progn., *Marattiopsis münsteri* Göpp., *Czekanowskia rigida* Heer, *Nilsonia* sp. и *Equisetites* sp. А. Ф. Лесникова тоже пришла к выводу, что «наиболее вероятен возраст среднеюрский».

В большом числе мест выше песчаниковой свиты была найдена заведомо тоарская и ааленская фауна; поэтому приходится признать, что флора недостаточно характерна и не может дать точного определения возраста интересующих нас отложений. Однако даже при отсутствии характерных окаменелостей возраст песчаниковой свиты может быть установлен, как кажется, с достаточной степенью точности. Действительно, в ряде мест (хр. Дудугуш, рр. Ходзь, Б. Лаба и М. Лаба, Уруп) песчаники этой свиты ложатся на фаунистически доказанные домерские отложения, причем наблюдаются трансгрессивный характер налегания и угловое несогласие. В различных горизонтах вышележащих свит, связанных с песчаниками постепенными и непрерывными переходами, почти повсеместно найдена фауна верхнего тоара. Следовательно, возраст песчаниковой свиты ограничивается пределами от домера до верхнего тоара. За тоарский возраст песчаников говорят: угловые несогласия между песчаниками данной свиты и домерскими осадками, значительный перерыв перед отложением песчаников, в течение которого были размыты не только нижне- и среднелейасовые отложения, но и более древние по-

роды (песчаники ложатся на самые различные горизонты палеозоя и даже на докембрий); наконец, согласный и непрерывный переход от песчаников к верхнетоарским сланцам.

Свита чередующихся тонкоплитчатых песчаников и глинистых сланцев (тоар). Связана непрерывными постепенными переходами с нижележащей свитой песчаников (J_1^{ta}) и вышележащей свитой глинистых сланцев, являясь переходной между ними.

В ряде мест свита чередующихся песчаников и глинистых сланцев отсутствует, и свита глинистых сланцев лежит непосредственно на песчаниках. На западе в бассейне р. Белой свита хорошо развита по р. Сахраю к северу от сел. Ново-Прохладного. Здесь отчетливо проявляется основная особенность свиты — частое чередование прослоев песчаника и пачек глинистых сланцев. Прослои песчаника имеют мощность 5—10 см, реже — до 15 см. Основную роль в сложении песчаников играет кварц, составляющий 60—70% всей массы породы. Второстепенными минералами являются слюда (главным образом мусковит) и полевой шпат (чаще всего микроклин с типичным решетчатым строением). Среди акцессорных минералов присутствуют апатит и турмалин, но основную часть «тяжелой» фракции составляют темные рудные зерна. Обломочные зерна слабо окатаны и часто остроугольны. Преобладающая масса зерен имеет размеры от 0,1 до 1 мм, но число зерен как больших, так и малых размеров весьма значительно, а иногда встречается даже мелкая галька кварца. Цемент песчаников, как правило, карбонатный и только в прослоях более грубозернистых песчаников встречается железистый. Преобладает базальный тип цементации. В некоторых прослоях количество цемента так велико, что порода приобретает характер песчанистого известняка. Плитки песчаника расслоены пачками песчано-глинистых сланцев, имеющих мощность 15—20 см. Сланцы в нижней части свиты сильно песчанистые, в верхней части — более глинистые. Наряду с этим меняется и характер отдельности: внизу сланцы тонкоплитчатые, а вверху — скорлуповатые. В верхней же части свиты в глинистых сланцах появляются сидеритовые конкреции. Мощность свиты в бассейне р. Сахрая достигает 80—90 м.

Эту же мощность свита имеет и восточнее — в бассейне р. Ходзи — без каких-либо фациальных изменений. Еще дальше на восток мощность свиты уменьшается и в бассейне р. М. Лабы составляет 45—50 м, по р. Б. Лабе —50—60 м, а по р. Урупу — 40—50 м.

Между рр. Урупом и Бижгоном (балка Беликова) свита чередующихся песчаников и глинистых сланцев отсутствует, и свита песчаников (J_1^{ta}) непосредственно переходит в свиту глинистых сланцев ($J_1^{t} + {}^{aal_1}$). В восточной части бассейна р. Б. Зеленчука свита опять достигает мощности 45—50 м. Наконец, в бассейне р. Кубани свита почти не развита, и только на левом берегу р. Мары она снова присутствует в обнажениях, достигая мощности 40 м.

Свита глинистых сланцев (тоар и частично нижний аален). Эта свита широко развита на западе, имея местами мощность до 800 м (р. Б. Лаба). Как правило, она связана с тоарскими песчаниками переходной свитой (J_1^{tb}), но иногда лежит непосредственно на песчаниках.

Свита сложена монотонными темными глинистыми сланцами со скорлуповатой, редко — пестроватой отдельностью и прослоями сидеритовых конкреций. Очень редко в глинистых сланцах встречаются маломощные прослои темного битуминозного известняка, иногда со структурой cone in cone. По всему разрезу довольно часты блестки и небольшие кристаллы пирита. Основной массой, слагающей глинистые сланцы, является тонко измельченный кремнистый материал с примесью водных окислов железа и тонко измельченного, сильно окисленного сидерита. В эту основную массу включены обломочные зерна, представленные кварцем, плагиоклазом, пластинками слюд и кремнистыми агрегатами. Характерно, что при общем тонкозернистом облике породы четкая сортировка обломочных частиц отсутствует, и наряду с алевритовыми частицами встречаются более крупные зерна и даже мелкая галька. Характерной чертой также является отсутствие следов окатанности даже у довольно крупных частиц. Отсутствие маркирующих горизонтов и однообразный характер глинистых сланцев делают невозможным расчленение этой довольно мощной свиты. Фауна же, имеющая руководящее значение, встречается спорадически.

В различных точках разреза свиты глинистых сланцев собрана фауна, соответствующая ближе всего верхам тоарского яруса: *Grammoceras radians* Rein., *Gr.* cf. *striatulum* Sow., *Gr. toarciense* d'Orb., *Gr.* cf. *toarciense* d'Ord., *Gr. seemani* Dum., *Gr.* sp. indet., *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, *Ps.* cf. *fallaciosum* Bayle, *Leioceras subplanatum* Haug., *Pseudoleioceras* sp., *Hildoceras quadratum* Haug., *Mesoteuthis triscissa* Janensch., *M. conoidea* Opp., *M.* aff. *tripartitus crassus* Werner., *M.* cf. *dorsalis* Phill., *Belemnites* sp., *Posidonia bronni* Voltz., *Leda acuminata* Goldf., *L. complanata* Goldf., *Nucula Hammeri* Defr., *N. variabilis* Sow., *Mytiloides dubius* Sow., *M. amygdaloides* Goldf., *M. gryphoides* Schloth., *M. cinctus*, Goldf., *M. quenstedti* Pčel.

На тоарский возраст указывает и собранная в глинистых сланцах микрофауна, определенная Е. В. Мамонтовой: *Flabellina deslongchampsi* Tornq., *Fl. liassica* K. и Z., *Fl. kuhni* Franke. *Cristellaria cultrata* Montf., *Cr. polygonata* Franke, *Cr. auctangulata* Terq., *Cr. varians* Born., *Frondicularia colithica* Terq., *Fr. intemescens* Born, *Fr. tenera* Born., *Fr. nodosaria* Terq.

Однако наряду с этим в одной точке (р. Теплая в бассейне р. Урупа) найдено несколько аммонитов среднетоарского возраста: *Pseudoleioceras lutense* Buckm., *Dactyloceras anguiformis* Buckm., *Phaularpites exigus* Buckm., *Coeloceras millavense* Montf., *C. grosbegi* Simp.

Точно так же в отдельных местах встречена и нижнеааленская фауна, определенная Е. Е. Мигачевой: *Leioceras opalinum* Rein., *L. comptum* Rein., *Dumortieria rhodanica* Haug., *D. gunderschafensis* Haug., *Grammoceras aalensis* Quenst., *Gr.* cf. *aalensis* Quenst., *Mesoteuthis quenstedti* Opp., *M. rhenana* Opp., *M. conoidea* Opp., *Komabteuthis* ex gr. *breviformis* Voltz.

Выделить в глинистой свите отдельные горизонты, имеющие различное стратиграфическое положение, пока не удалось, поэтому возраст всей свиты принят как верхнетоарско-ааленский. Отметим, что Е. Е. Мигачева, детально изучавшая здесь стратиграфию и фауну ааленских отложений, также пришла к выводу о тесной связи тоарских и ааленских отложений. Она считает, что распространение осадков зеленчукского яруса (т. е. нижнего аалена) и характер их соотношения с подстилающими породами верхнего тоара свидетельствуют об едином седиментационном цикле. По ее мнению, там, где осадки рассматриваемого яруса сохранились, они нормально ложатся на образования верхнего тоара, причем породы зеленчукского яруса представлены глинистыми сланцами и песчаниками, ничем внешне не отличающимися от нижележащих пород тоарского возраста. Только по р. Бижгону нижнеааленские осадки выражены в фации известняков и песчанистых известняков и отчетливо отделяются от осадков верхнего тоара. Однако и здесь они залегают совершенно согласно с тоаром, и каких-либо признаков перерыва не наблюдается. Мощность свиты глинистых сланцев изменяется в широких пределах и составляет: по р. Белой — 600 м, по р. Ходзи — 450—500 м, по р. М. Лабе — 600 м, по р. Б. Лабе — 750—800 м, по р. Урупу — 85—100 м. В бассейне р. Б. Зеленчука мощность свиты в западной части доходит до 60 м, а в восточной — уменьшается до 0. Еще далее на восток в пределах западной части депрессии эта свита целиком отсутствует.

Изменение мощности свиты можно объяснить предверхнеааленским размывом и трансгрессивным залеганием верхнеааленских осадков («трансгрессивный горизонт», «карбонатная пачка»). В некоторых же случаях приходится допускать и первичное уменьшение мощности в процессе осадконакопления. Например, по р. Урупу в верхней части свиты глинистых сланцев, имеющей здесь мощность 85—100 м, найдена нижнеаален-

ская фауна, что исключает возможность значительного размыва на этом участке в предверхнеааленское время.

Ааленский ярус. Впервые еще в 1897 г. осадки аалена фаунистически были доказаны в горном Дагестане, где отчетливо обосновались две зоны: нижний аален с *Leioceras opalinum* и верхний аален с *Ludwigia murchisonae* и *L. concava*. С тех пор ааленские осадки в Дагестане изучались подробно, был составлен их полный разрез, и они были разделены на два подъяруса: нижний угленосный и верхний песчано-сланцевый. Первый выражен переслаиванием песчаников и глинистых сланцев при преобладании песчаников мощностью от 1500 до 2000 м. В этой толще в разное время была найдена (В. Д. Голубятниковым, И. Д. Филимоновым, В. М. Пац и Н. И. Цыбовским) фауна: *Pseudoleioceras beyrichi* Schloenb., *Dumortieria* cf. *costula* Rein., *D.* cf. *sparsicosta* Haug., *D. levesquei* d'Orb., *Leioceras* cf. *opalinum* Rein., *Hammatoceras* cf. *subinsigne* Opp., *Phylloceras* cf. *tatricum* Pusch., *Mesoteuthis* cf. *rhenana* Opp., *Mytiloides amygdaloides* Pčel., а также две фаланги ласта плезиозавра. Указывается, что нижнеааленские слои в Дагестане тесно связаны с верхнетоарскими.

Второй, верхний подъярус аалена в Дагестане представлен чередованием песчаников и глинистых сланцев с тонкими прослоями песчаников; мощность всей толщи колеблется от 200 до 2000 м. В. Д. Голубятниковым, Н. И. Цыбовским, И. Д. Филимоновым и В. М. Пац в различных местах разновременно найдена фауна: *Ludwigia* ex gr. *murchisonae* Sow., *L. murchisonae* Sow., *L.* cf. *sinon* Bayle, *L. rudis* Buckm., *L. concava* Sow., *L. decipiens* Buckm., *Leioceras acutum* Quenst., *Cylindrotheuthis deshaesi* May, *Holcobelus* ex gr. *blainvillei* Voltz., *H.* cf. *muneri* Desh., *Mytiloides quenstedti* Pčel., *Variamussium personatum* Ziet.

Названные геологи, изучавшие ааленские отложения в Дагестане, относят нижний аален к лейасу, а верхний — к доггеру. Зонального подразделения аалена там произведено не было.

Западнее Дагестана ааленские отложения фаунистически охарактеризованы много беднее, и поэтому стратиграфическое расчленение их представляет большие трудности.

Впервые наличие фауны верхнего аалена в бассейне р. Кубани, по р. Кардонику, в темных песчано-глинистых сланцах было указано в 1914 г. А. Затворницким. Среди аммонитов он определил *Ludwigia murchisonae* Sow. и близкие формы, считая вмещающие их породы нижними зонами байоса и синхронизируя горизонт железистых оолитов с аммонитами несколько выше станицы Зеленчукской.

В 1931 г. геологическое изучение полосы от р. Урупа до р. Б. Зеленчука вел О. С. Вялов, который по р. Бижгону у станицы Сторожевой в пачке темнозеленоватых глин с тонкими прослойками песчаников обнаружил *Mesoteuthis quenstedti* Opp., *M.* cf. *rani* Werner, *Hastites* cf. *exilis* d'Orb. Относя подлежащую толщу черных глин к тоару, О. С. Вялов выделил «трансгрессивный горизонт» условно ааленского возраста.

Между рр. Ардоном и Белой в 1938—1939 гг. вели поисковые на боксит работы С. М. Андронов и Н. С. Ильина (1945 г.), изучая также стратиграфию ааленских отложений. В разрезе по р. Б. Зеленчуку, по их данным, то на песчаниках, то на сланцах тоара с явным размывом лежат известковые конгломераты и выше известняки. Все они содержат *Phylloceras heterophyllum* Sow. *Lytoceras francisci* Opp., *Leioceras bifidatum* Buck., *Dumortieria costula* Rein., *Hammatoceras benneri* Hoff., *Sonninia multispinata* Buckm., *Pseudoleioceras beyrichi* Schl., *Grammoceras moerei* Lycett, *Ludwigia murchisonae* Sow., *L. staunfensis* Opp., *L. opalina* Rein.,

L. opalina var. compta Rein., *L. costosa* Hoff., *L. aalensis* Ziet., *L. subtabulata* Buckm., *Trigonia pulchella* Agass., *Pseudomonotis* cf. *elegans* Münst.

Весь аален авторы отнесли к средней юре, хотя высказали мысль о возможности установления зон внутри этого яруса.

В 1946 г. Г. Е. Пилюченко опубликовал результаты геологической съемки в бассейнах рр. Урупа — Б. Зеленчука — Кубани. Он дает достаточно подробные описания разрезов отложений, в том числе ааленских, причем приходит к выводу об отсутствии фаунистически охарактеризованного верхнего аалена.

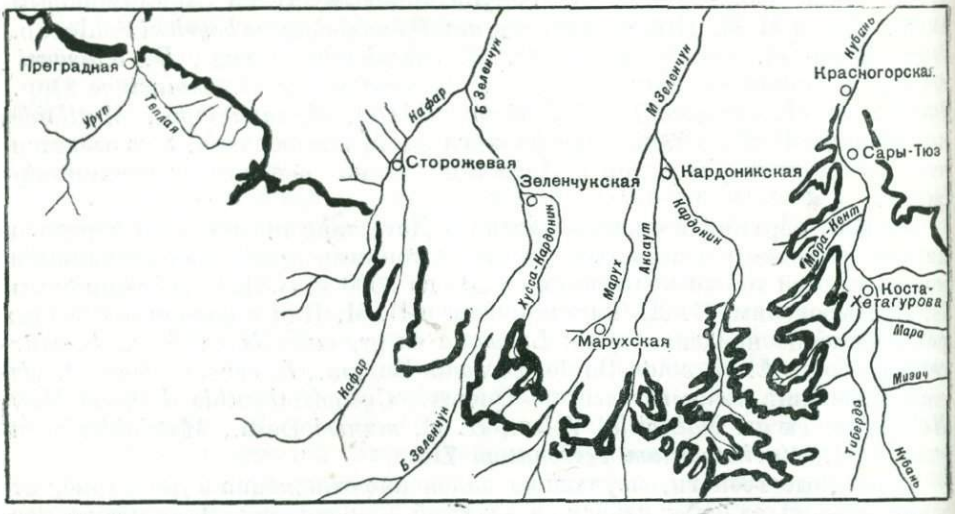

Рис. 13. Уступ (черная линия), сложенный породами аалена и тоара между рр. Уруп и Кубань.

Западнее р. Урупа по рр. Б. Лабе и М. Лабе ааленские отложения выделяются условно. По р. Белой в криноидных известняках среди сланцев содержится фауна: *Leioceras costosum* Quenst., *L. opalinum* Rein., *Pecten ambigus* Münst., *Pleurotomaria* sp., *Rhynhonella* sp., *Terebratula* sp., и др., принадлежащая, как видим, к зоне *Leioceras opalinum*, т. е. верхам нижнего аалена.

Наконец, имеются неясные указания на присутствие ааленской фауны аммонитов и пелеципод в бассейнах рр. Пшехи и Пшиши.

Как можно видеть, знания об ааленских отложениях в западной части юрской депрессии были очень общими, и стратиграфия их не была разработана. Учитывая это, мы поручили Е. Е. Мигачевой специальное исследование ааленских отложений (рис. 13), что она и выполнила, обработав под руководством Г. Я. Крымгольца фауну собранных ею головоногих.

Е. Е. Мигачевой были подробно изучены разрезы аалена по рр. Урупу, Бижгону, Кяфару, Б. Зеленчуку, Хуссе-Кардоникской, Аксауту, Кардонику, балке Каракент. Послойное изучение этих разрезов и довольно большого сбора фауны головоногих дало возможность разделить ааленские отложения на четыре фаунистические зоны: в нижнем аалене две — *Dumortieria* и *Leioceras opalinum*, в верхнем аалене тоже две — *Ludwigia murchisonae*, иногда с подзоной *Tmetoceras scissum* в основании, и *Ludwigia concava*.

Выяснилось, что в течение нижнего аалена условия осадконакопления были различными: 1) в районе р. Урупа, 2) в районе р. Бижгона, 3) в районе р. Кяфара, Б. Зеленчука, Хуссы-Кардоникской.

По р. Урупу на глинистые сланцы и песчаники верхнего тоара согласно ложатся глинистые сланцы с сидеритовыми конкрециями и песчаными прослоями; существуют здесь две зоны — *Dumortieria* и *Leioceras opalinum*.

К востоку по р. Бижгону мощность нижнего аалена уменьшается примерно в четыре раза, и фации становятся известняковыми; при этом зона *Dumortieria* прямо перекрывается осадками верхнего аалена.

Восточнее мощность нижнего аалена вновь возрастает, и фации оказываются сходными с урупскими; встречаются редкие линзы известняков-ракушечников по р. Хуссе-Кардоникской. Подобный разрез сохраняется по рр. Кяфару и Б. Зеленчуку. Всюду прослеживаются обе зоны.

Еще восточнее осадков нижнего аалена нет, и на тоар трансгрессивно ложится верхний аален.

Между рр. Урупом и Хуссой-Кардоникской верхний аален начинается чередованием песчаников и глинистых сланцев, сменяющихся выше органогенными известняками с пластом железистых оолитовых известняков до 0,3 м мощностью. Фауна типична для зоны *Ludwigia murchisonae*. Выше идут песчано-глинистые сланцы, содержащие аммонитов из рода *Stephanoceras* Waagen, характерного для байоса.

На территории рр. Хуссы-Кардоникской — Кубани верхний аален начинается глинистыми сланцами с неравномерно рассеянными сидеритовыми конкрециями, выше—органогенные известняки. В низах разреза имеется фауна, характерная для зоны *Ludwigia murchisonae*; фауна верхней части разреза отвечает зоне *Ludwigia concava*.

Наибольшая мощность верхнеааленских отложений наблюдается по р. Кардонику и балке Каракент; наименьшая мощность установлена в районе р. Бижгона.

Изучение ааленской фауны головоногих и стратиграфических особенностей содержащих ее слоев заставляет Е. Е. Мигачеву согласиться с предложением Г. Я. Крымгольца об отнесении зон *Dumortieria* и *Leioceras opalinum* нижнего аалена к лейасу, а зон *Ludwigia murchisonae* и *Ludwigia concava* — к доггеру. Соглашаясь с этим, Е. Е. Мигачева выдвигает предложение нижнеааленский ярус называть «зеленчукским» по месту типичного развития, верхнеааленский — «кардоникским» по имени р. Кардоника. Сопоставление отложений обоих ярусов наглядно показывает изменение мощностей и фаций (рис. 14). Более схематично фациальные смены осадочных накоплений тех же ярусов представлены на рис. 15.

Сводная стратиграфическая колонка отложений зеленчукского и кардоникского ярусов в районах типичного их развития в восходящем разрезе представляется в следующем виде.

Зеленчукский ярус J_1^{sel}: — а) зона *Dumortieria* — темносерые песчанистые глинистые сланцы, плотные с прослоями сидеритовых конкреций, содержащих *Dumortieria* cf. *levesquei* d'Orb. *D. munieri* Haug., *D.* cf. *Kochi* Benecke, *D.* cf. *brancoi* Benecke, *D. costula* Quenst., *D.* cf. *novata* Buckm., *D. rhodanica* Haug., *Mesoteuthis stimula* Dum., *M. triscissa* Janensch. Мощность 15 м.

б) светлосерые песчаники тонкозернистые, плитчатые,[1] чередующиеся с прослоями сидеритовых конкреций и содержащие *Dumortieria radiosa* Seebach., *D. gundershofensis* Haug., *D. subundulata* Branco, *D. bleicheri* Benecke, *D. pseudoradiosa* Branco, D. *signata* Buckm., *D.* cf. *nucklesi* Benecke, *D.* cf. *multicostata* Buckm., *Grammoceras mactra* Dum., *Mesoteuthis triscissa* Janensch. Мощность 6 м.

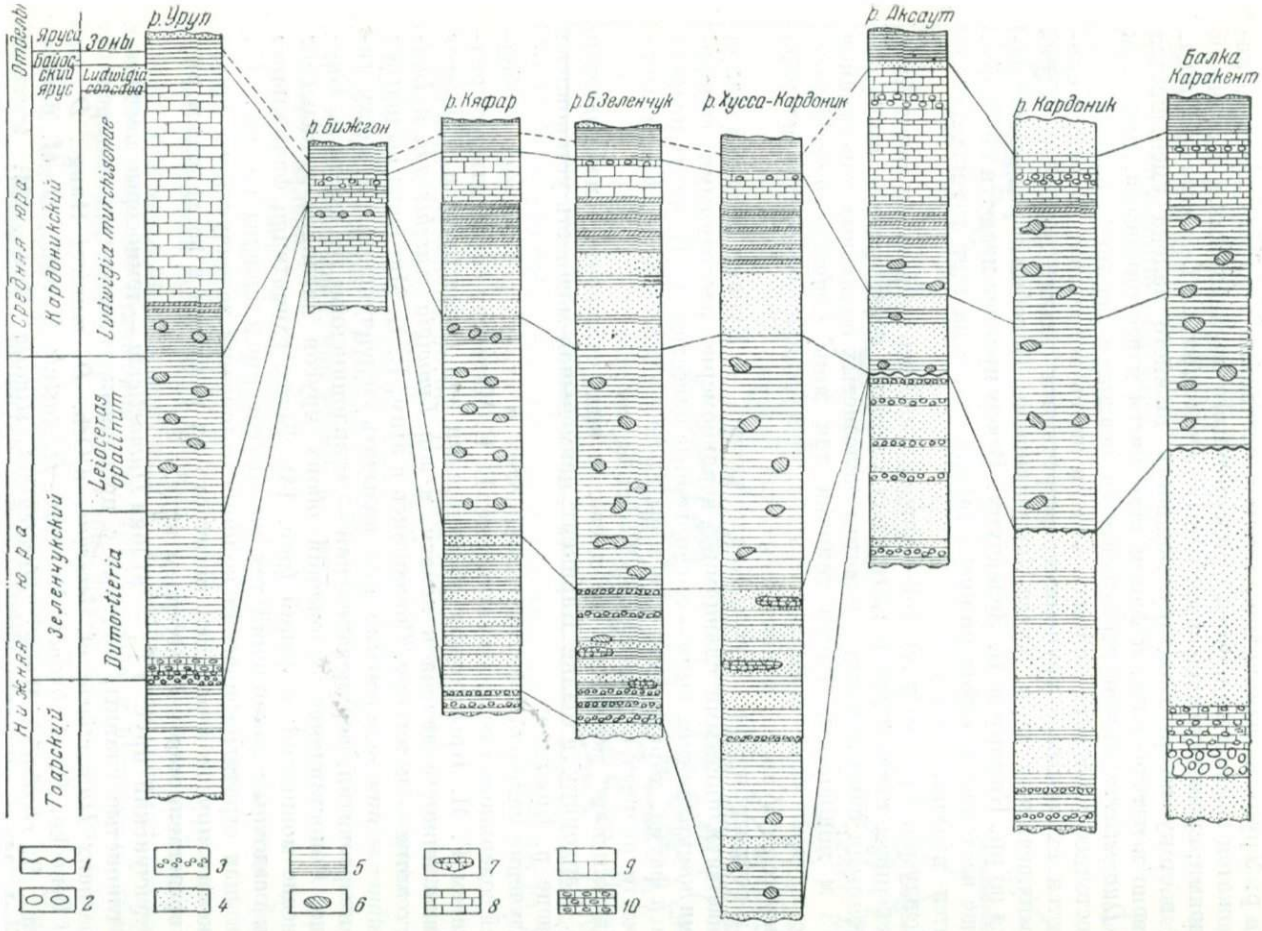

Рис. 14. Сопоставление разрезов зеленчукского и кардоникского ярусов.

1 — поверхность размыва; *2* — «конгломераты»; *3* — «конгломератовидный горизонт»; *4* — песчаники; *5* — глинистые сланцы; *6* — сидеритовые конкреции; *7* — линзы известняков-ракушечников; *8* — известняки; *9* — массивные известняки; *10* — известняки с брахиоподами.

в) оливковые глинистые и песчанистые сланцы (до 1 м), чередующиеся со светлосерыми песчаниками, хорошо слоистыми, тонкоплитчатыми. Мощность песчанистых слоев до 1,5 м. В песчанистых слоях много растительных остатков и линз известняков-ракушечников из раковин *Variamussium* sp. и других, неопределимых остатков фауны.

$J^{sel}_{1^2}$ — зона *Leioceras opalinum* — серые до темных глинистые песчано-известковистые сланцы, иногда очень плотные, с неравномерно рассеянными по всей толще сидеритовыми конкрециями, с обильной хорошо сохранившейся фауной: *Phylloceras nilssoni* Heb., *Hammatoceras alleoni* Dum., *H. subinsigne* Opp., *H. tenax* Vacek, *Leioceras opalinum* Rein., *L. opalinum var. grave* Buckm., *L. gracile* Buckm., *L. comtum* Rein. Мощность 20 м.

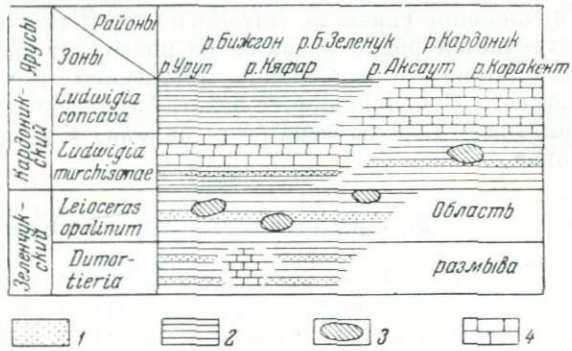

Рис. 15. Фации зеленчукского и кардоникского ярусов.

1 — песчаники; *2* — глинистые сланцы; *3* — сидеритовые конкреции; *4* — известняки.

Вся мощность зеленчукского яруса колеблется от 0 до 32,3 м.

Кардоникский ярус $J^{kar_1}_{2}$:— а) зона *Ludwigia murchisonae* — глинистые и песчанистые сланцы с сидеритовыми конкрециями, с фауной: *Leioceras gracile* Buckm., *L. costosum* Quenst., *L. goetzendorfensis* Dorn., типичной для подзоны *Tmetoceras scissum*. Мощность 3 м.

б) глинистые сланцы, подобные нижележащим с *Leioceras decipiens* Horn., *L. acutum* Quenst., *L. wilsoni* Buckm., *Ludwigia sinon* Buckm., *L. murchisonae* Sow., *L. umbilicata* Buckm., *L. subtilicostae* Krim. Мощность 15 м.

$J^{kar_2}_{2}$: а) зона *Ludwigia concava*—темные глинистые сланцы с сидеритовыми конкрециями, с *Ludwigia casta* Buckm., *L. excavata* Buckm, *L. decora* Buckm. Мощность 5 м.

б) бурые, железистые, оолитовые известняки с *Ludwigia bradformensis* Buckm., *L. umbilicata* Buckm., *L. murchisonae* Sow., *Homaloteuthis* cf. *subbreviformis* Liss., *H.* cf. *spinosus* Quenst., *H. breviformis* Voltz., *Holcobelus blainvillei* Voltz. Мощность 0,2—0,3 м.

в) светлые известняки без фауны. Мощность 5 м.

светлые известняки-ракушечники (теребратуловый горизонт). Мощность до 0,5 м.

г) бурые криноидные известняки. Мощность 1,5 м.

Суммарная мощность отложений кардоникского яруса колеблется от 11,3 до 26,7 м.

Средняя юра (доггер). Среднеюрские отложения по литологическому составу разделяются на две части: нижняя — карбонатная пачка (чередующиеся известняки и известковистые песчаники с прослоями глинистых сланцев — верхний аален) и верхняя — глинистые сланцы. Переход между ними постепенный, и все породы лежат совершенно согласно, без следов перерыва.

Глинистые сланцы, лежащие выше карбонатной пачки, по своему внешнему виду и составу ничем не отличимы от верхнетоарских, и только

наличие карбонатных пород, разделяющих их, позволяет в полевых условиях установить принадлежность глинистых сланцев к нижней или средней юре. Непосредственно над карбонатной пачкой в глинистых сланцах фауна встречена не была, только в 30—40 м выше кровли карбонатной пачки (по рр. Хуссе-Кардоникской и Аксауту) в глинистых сланцах встречены остатки аммонитов из рода *Stephanoceras*, характерные для байосского яруса. Еще выше встречаются хорошо сохранившиеся аммониты из рода *Parkinsonia*. Таким образом, нижняя часть свиты глинистых сланцев может иметь либо верхнеааленский, либо байосский возраст. Расчленение свиты по литологическим признакам невозможно, а фауна встречается редко и также не позволяет выделить отдельные горизонты. Вследствие этого условно принимаем для всей свиты среднеюрский возраст. В основании ее лежат фаунистически охарактеризованные карбонатные породы верхнего аалена, а кровлей служат породы келловея.

2. Средняя часть северной депрессии

К средней части северной депрессии относится область, расположенная между бассейном р. Малки и перевалом Штулу и административно находящаяся почти целиком в пределах Кабардинской АССР. Здесь наблюдается значительное поднятие древнего субстрата, ориентированное более или менее меридионально, т. е. вкрест простирания всего кавказского горного сооружения. В какой-то форме это поднятие уже сложилось к тоарскому веку и определенно сказалось на фациальных особенностях тоарских песчаноглинистых отложений.

Средняя часть северной депрессии много лет с большой тщательностью изучалась И. Г. Кузнецовым. Излагаемые ниже сведения о юрских образованиях полностью основаны на его монографии «Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры Центрального Кавказа» (1951 г.).

Триасовые отложения здесь совершенно отсутствуют. И. Г. Кузнецов допускает возможность, без каких бы то ни было оснований, что триасовые и верхнепермские морские осадки на данной территории были уничтожены эрозией вследствие происходивших в это время напряженных тектонических движений.

Обширные площади сложены здесь юрскими накоплениями. Литологически они распадаются на три толщи: две песчано-глинистые нижние и верхняя — карбонатная. Первые две принадлежат нижней и средней юре, третья — верхней. Наблюдается также резкое разделение юрских отложений на два поля — южное и северное. Южное поле сложено нижней песчано-глинистой толщей с включением вулканогенных образований, эффузивов и гипабиссальных интрузивов, кислых и средних. Эта толща ограничена широтным сбросом, к северу от которого развиты мощные накопления песчаниково-сланцевых пород тоара, аалена, отчасти доггера, перекрытых келловеем. «Аналогов толщи с эффузивами к северу от упомянутого сброса не имеется»,— замечает И. Г. Кузнецов.

Нижний и средний лейас. Толща с эффузивами имеет ограниченное распространение от Чегема до Черека, отсутствуя в долинах рр. Баксана и Малки. Она разделяется на два горизонта.

Породы нижнего горизонта налегают на кристаллические сланцы докембрия. В основании горизонта лежат конгломераты, размер галек которых и мощность резко меняются вкрест простирания, т. е. с юга на север. На крайнем юге у подножия Баксано-Дигорского хребта сохранились самые низы в фации весьма грубых, глыбовых конгломератов

и брекчий в несколько десятков метров мощности. Севернее лежит толща песчаников (250—300 м мощности) с подчиненными конгломератами из окатанной гальки кварца и кристаллических сланцев; еще севернее мощности песчаников с тонкими прослойками конгломератов из мелкой гальки кварца составляют всего 30—40 м. В 1,5 км севернее вся мощность всего горизонта не превышает 5,5 м (с непостоянным слоем конгломерата в основании до 0,5 м мощности).

Выше песчаников следует мощная (от нескольких сотен метров до 1300 м) свита глинистых сланцев с прослоями известковистого песчаника и сидерита в чередовании с пачками массивных и грубослоистых песчаников. В этих сланцево-песчаниковых породах собраны нижне- или среднелейасовые формы: *Aequipecten priscus* Schloth., *Aeq.* cf. *priscus* Schloth., *Camptonectes* sp., *Protocardia* cf. *cucullata* Phill., *Posidonia* sp. n., *Nucula inflexa* Roen., *N.* aff. *inflata* Ziet., *Oxytoma* ex gr. *inaequivalve* Sow., *Astarte* sp., *Modiola* sp., *Opis* cf. *numismalis* Opp., *Lima* (*Plagiostoma*) cf. *acuticosta* Goldf., *Pleuromya* sp. indet.

Такая же фауна встречена на левом берегу р. Кардана (правый приток р. Чегема). По балке Кючме-су на правобережье р. Черека-Безингиевского еще в 1909 г. в мергелистом прослое среди глинистых сланцев были найдены *Amaltheus margaritatus* Montf., *Leda* (*Dacryomya*) *graphica Tate*, *Palaeoneilo palmae* Sow., *Protocardia subtruncata* d'Orb. — формы, характерные для среднего лейаса Франции и Германии, а также *Pecten* (*Chlamys*) et gr. *substriatus* Roem., *Pecten* (*Entolium*) ex gr. *demissum* Phill.

И. Г. Кузнецов свиту с приведенной фауной относит к среднему или нижнему лейасу и сопоставляет ее с нижними горизонтами толщи аспидных сланцев Куртатинского ущелья Осетии, где еще в 1916 г. были обнаружены *Aequipecten priscus* Schloth., *Lima* (*Plagiostoma*) *acuticosta* Goldf., *Leda graphica* Tate. Данный исследователь считает средне- и — частично — нижнелейасовой сланцевую толщу, заполняющую Штулу-Харесскую депрессию и протягивающуюся полосой южнее Садона. В бассейне р. Баксана за среднелейасовую принимается мукуланская свита.

Породы в е р х н е г о г о р и з о н т а состоят, по данным И. Г. Кузнецова, из глинистых сланцев и песчаников с прослоями туфопесчаников, порфиров и порфиритов. Нередко эти отложения пересечены интрузивными залежами порфирита, часто залегающими согласно с вмещающими их песчаниково-сланцевыми отложениями или косо их секущими. Встречаются и секущие тела порфиритов, подобные дайкам. Глинистые сланцы с эффузивами в бассейне р. Чегема залегают над слоями с *Aequipecten priscus* Schloth., отделяясь от них пластом желтовато-серого песчаника до 10 м мощности. В этих глинистых сланцах (до 600 м мощности) выделяются четыре горизонта светлых, почти белых эффузивов липаритового и трахилипаритового состава, а выше — горизонт зеленых порфиритов (андезитов). В пачке глинистых сланцев собрана фауна пластинчатожаберных резко иного состава: *Posidonia bouchi* Roem., *Mytiloides amygdaloides* (Goldf.), *M. quenstedti* Pčel., *Nucula* sp. indet. Эти формы пластинчатожаберных характеризуют обычно верхнелейасовые отложения Кавказа.

В глинистых сланцах многих мест в бассейне р. Черека-Безингиевского между горизонтами порфиритов собраны *Mytiloides quenstedti* Pčel., *Pseudomelania* of. *dumortieri* Pčel., *Astarte* cf. *aalensis* Ag., *Trigonia pulchella* Ag., *Variamussium personatum* Ziet., *Camptonectes* sp. indet., *Oxytoma* ex gr. *inaequivalves* Sow. Последняя форма особенно широко распространена.

Верхний лейас. Песчаниково-сланцевый комплекс (средний тоар, верхний тоар и аален) на рр. Чегеме и Череке-Безингиевском лежит непосредственно на кристаллических сланцах докембрия, слагающих ядро антиклинали. Верхнелейасовые отложения начинаются маломощными среднеслоистыми песчаниками с прослоями конгломератов; выше следует на южном крыле антиклинали пачка чередующихся песчаников и глинистых сланцев, в которой были обнаружены среднетоарские аммониты: *Dactyleioceras arcus* Buckm. *D. attenuatus* Simps., *D. commune* Sow., *Hildoceras mercati* Hauer. Отсюда же определены: *Leda* cf. *rostrata* Chemn., *Oxytoma* ex. gr. *inaequivalves* Sow.

Вышележащая толща выражена чередованием зеленовато-черных глинистых сланцев и песчаников; в пачке оолитовых железистых песчаников найден *Pseudogrammoceras* ex gr. *fallaciosum* Bayle, указывающий на верхнетоарский возраст, и пластинчатожаберные *Variamussium personatum* Ziet., *Entolium* cf. *demissum* Phill., *Pleuromya uniodes* Roem., *Pl.* cf. *goldfussi* Roll., *Trigonia* sp. indet.

В этой же толще, в более низких горизонтах, найдены только пластинчатожаберные: *Protocardia striata* Phill., *Modiola gregaria* Ziet., *Modiola* sp. indet., *Leda rostrata* Chemn., *Nucula* sp. indet., *Variamussium personatum* Ziet., *Astarte opalina* Quenst., *Mytilus* sp. indet. , *Cucullaea inaequivalves* Goldf., *Cucullaea* sp. indet., *Goniomya* sp., *Amberleya* sp.

Указанная фауна обнажений характеризует, повидимому, также верхнетоарские отложения.

На докембрийские амфиболиты северного крыла антиклинали налегают конгломераты из окатанных галек кварца; выше они переходят в грубозернистые кварцевые песчаники, сменяющиеся песчано-глинистыми сланцами и глинистыми сланцами с прослоями песчаников. Они заключают *Mytiloides amygdaloides* Goldf., *M. dubius* Sow., *Modiola* sp. indet.

Выше желтовато-серые песчаники начинают, по И. Г. Кузнецову, ааленский ярус, выраженный глинистыми сланцами с редкими прослоями песчаников, тонкими прослойками и конкрециями глинистого сидерита. По белемнитам плохой сохранности все это может быть отнесено к ааленскому — байосскому ярусам. Вся толща от среднего тоара до средней юры имеет до 400 м мощности.

На Череке-Безингиевском, по И. Г. Кузнецову, в толще песчаниково-сланцевых отложений без эффузивов удалось найти белемнитов, представленных, по определению Г. Я. Крымгольца, следующими видами: *Mesoteuthis quenstedti* Opp., *M.* cf. *quenstedti* Opp., *M. dorsalis* Phill., *M.* cf. *dorsalis* Phill., *M.* cf. *simpsoni* Mayer., *Belemnites* sp. Первая из приведенных форм характерна для нижней части ааленского яруса, остальные — тоарские формы.

Восточнее развита мощная (порядка 100 м) свита глинистых сланцев с горизонтами песчаников и базальных конгломератов в несколько метров.

В 200—300 м от основания свиты в прослое известковистого песчаника собрана обильная фауна пластинчатожаберных, по определению В. Ф. Пчелинцева, представленных следующими формами: *Pinna opalina* Quenst., *Entolium demissum* Phill., *Variamussium personatum* Ziet., *Chlamys* sp. ex gr. *textoria* Schloth., *Ptotocardia subtruncata* d'Orb., *Plesiocyprina acutangula* Phill., *Pl. rostralis* (Pčel.), *Pl.* cf. *brevis* Wright., *Pleuromya goldfussi* Roll., *Pl.* sp. indet., *Pholadomya* (*Flabellomis*) *voltzi* Agass., *Ph.* sp. indet.

Граница между тоаром и ааленом даже литологически не выражена.

Верхнелейасовые отложения в бассейне р. Баксана изучались С. П. Соловьевым (1932 г.) и дополнительно И. Г. Кузнецовым (1951 г.). По долинам рр. Кестанты и Баксана в этих отложениях оказалась обильная фауна, собранная обоими названными геологами. Это характерные для верхнего тоара аммониты: *Grammoceras* cf. *radians* Rein., *Gr. toarciense* d'Orb., *Gr. quadratum* Haug., *Pseudogrammoceras* ex. gr. *fallaciosum* Bayle, *Ps.* cf. *fallaciosum* Bayle, *Ps. fallaciosum* Bayle, *Harpoceras* off. *subplanus* Opp., *Polyplectus* cf. *subplanatum* Opp.

«Из наших сборов,— отмечает И. Г. Кузнецов,— были определены: *Variamussium personatum* Ziet., наиболее распространенная форма, в изобилии встречающаяся от самых нижних до самых верхних слоев; *Entolium demissum* Phill.— встречена во всех слоях; *Nucula acuminata* Goldf.— встречена только в нижних слоях; остальные формы распространены спорадически: *Pseudomonotis elegans* Goldf., *Modiola* aff., *gregaria* Ziet., *Posidonia* cf. *bouchi* Roem., *Astarte voltzi* Goldf., *Pleuromya* sp., *Cuculaea* sp. indet., *Tancredia* sp., *Pecten* sp., *Pinna opalina* Quenst., *Goniomya proboscidae* Ag., *G.* sp. indet. *Trigonia* cf. *pulchella* Ag., *Cyprina* sp. indet., *Chlamys tonulosi* Quenst., *Macrodon* sp. indet., *Pholladomya* sp. indet., *Corbula* sp., *Mytiloides* sp. indet. Здесь также верхнетоарские отложения без перерыва и без фациального скачка сменяются глинистыми ааленскими. В них С. П. Соловьевым собрана фауна головоногих ааленского возраста: *Harpoceras opalinum* Rein., *H.* ex gr. *aalense*, *Ludwigia murchisonae* Sow., *Homaloteuthis breviformis* Voltz и брюхоногих: *Natica pelops* d'Orb., *Pseudomelania dumortieri* Pčel., *Ps. kouznetsowi* Pčel., *Pleuratomaria grannulata* Sow., *Amberleya capitanae* Münst.

В выше лежащей пачке песчаников определимой фауны не встречено. Выше без перерыва залегает свита глинистых сланцев, охарактеризованных фауной средней юры».

Среднеюрские отложения, по имеющимся данным, совершенно отсутствуют в долинах рр. Хызны-су, Сукана, Черека. По р. Баксану свита глинистых сланцев была отнесена к байосу, а вышележащая пачка песчаников со сланцами условно — к бату. На р. Чегеме этой пачки нет, а на р. Череке-Безингиевском сокращена и свита сланцев байоса. Отметим, что в глинистых сланцах по р. Баксану С. П. Соловьевым были найдены байосские аммониты: *Stephanoceras humphriesianum* Sow., *St. linsuiferum* d'Orb., *Phylloceras mediterraneum* Neum., *Phylloceras* sp., *Cylindroteuthis* cf. *blainwillei* Voltz.

В сферосидеритовых конкрециях встречаются и пластинчатожаберные. В северо-западном направлении к бассейну р. Малки доггер в значительной степени срезан верхнеюрской трансгрессией.

И. Г. Кузнецов свои наблюдения резюмирует следующими положениями: 1) нижняя часть толщи с эффузивами относится к средне- или нижнелейасовым отложениям; 2) верхняя часть толщи с эффузивами содержит фауну верхнего лейаса; 3) местами она налегает непосредственно на докембрийский кристаллический комплекс; 4) по своему составу (и большой мощности) она резко отличается от средне- и верхнетоарских и ааленских отложений, развитых в непосредственном соседстве с нею севернее, и не имеет среди них никаких аналогов; 5) верхнелейасовые отложения в песчаниково-сланцевой фации лежат на севере трансгрессивно на докембрии и начинаются всюду осадками верхнего и лишь в одном случае среднего тоара; 6) ааленские отложения, так же как и средне- и верхнетоарские, лишены признаков эффузивов и залегают в данном районе без перерыва на верхнем тоаре; 7) отложения доггера залегают без перерыва на ааленских отложениях и представлены в той же песчанисто-глинистой фации.

3. Восточная часть северной депрессии.

Восточная часть северной депрессии вытянута почти широтной полосой от водораздела между р. Хызны-су и р. Урухом до долины р. Терека. В крайней западной части по линии Караугомский ледник — р. Урух существует разделение депрессии: южная ветвь лежит между Суганским и Главным хребтами, здесь протекает левый приток р. Харес; северная ветвь расположена между Суганским и Скалистым хребтами и на восток переходит в долину р. Айгамуги-дона.

Все стратиграфические и структурные особенности северной депрессии в пределах Дигории и Осетии были с достаточной подробностью описаны в нашей работе «Геология северной юрской депрессии Дигоро-Осетинской части Б. Кавказа» (1948 г.). Отсылая читателя к ней, приведем здесь лишь небольшой дополнительный материал. В свое время мы составили несколько десятков стратиграфических колонок и столько же параллельных разрезов через депрессию на всем ее протяжении. Некоторые из них помещены в названной нашей работе.

Нормальная стратиграфическая колонка всей территории может быть представлена в таком нисходящем разрезе:

J_2 — толща рыхлых песчаников и песчаных сланцевых глин, богатых крупными железистыми конкрециями, с фауной *Parkinsonia* и *Stephanoceras* sp., примерная мощность 100—150 м.

$J_1^{3aal_2}$ — сланцево-песчаниковая серия с фауной преимущественно мелких *Mytiloides dubius* Sow., *M. fuscus*, *Posidonia* sp., со множеством сферосидеритовых конкреций; мощность до 300 м.

$J_1^{3aal_{2b}}$ — песчаниково-сланцевая серия, немая; единично встречен *Leioceras acutum* Quenst.; мощность до 130 м.

$J_1^{3aal_{2г}}$ — литологический аналог серии $J_1^{3aae_{2c}}$, но с пластами, изобилующими *Mytiloides quenstedti* Pčel., *M. polyplocus* Roem., *M. amygdaloides* Goldf., *M. dubius* Sow., *M. fuscus*, *Posidonia buchi*, *P.* sp., а также неопределимыми фрагментами аммонитов из рода *Harpoceras* и белемнитов; мощность до 150 м.

$J_1^{3aal_1}$ — пачка базальных песчаников, крепких, массивных, иногда с фиолетовым оттенком, с ядрами неопределимых пелеципод из родов *Nucula*, *Leda*, много растительного детритуса, слабо обугленного; в одном из нижних пластов обнаружен *Pseudogrammoceras* aff. *aalensis* Ziet.; мощность до 120—180 м.

J_1^{3toar} — базальная пачка светлых конгломератов и аркозовых песчаников, местами сильно слюдистых, кверху переходящих в песчано-глинистые слюдистые породы с обильной фауной *Astarte elegans* Sow., *A. opalina* Q., *Pholadomya corrugata* K. и D., *Ph. woodwardi* Op., *Entholium demissum* Ph., *E. disciformis* Schüb. и др.; мощность 0—80 м.

J_1^{2b} — комплекс черных аспидных сланцев с подчиненными прослоями окварцованных песчаников, с кварцевыми и кальцитовыми жилами; мощность 600—1800 м.

J_1^{2a} — кварциты с прослоями сначала резко подчиненных аспидных сланцев, количество которых быстро возрастает по восстанию; мощность до 200 м.

J_1^1 — вулканогенный комплекс порфиритовых и кератофировых пород, их туфов и туфобрекчий; все это в кровле переслаивается кварцитами и сланцами; общая мощность до 300 м.

Pz_2 — *известняки и кварциты, выделяемые* Л. А. Варданянцем и относимые к карбону и перми; мощность большая.

PCm — комплекс гнейсов, кристаллических сланцев и серых и красных гранитов, нередко порфировидных (рис. 16).

Однако стратиграфическая колонка значительно отклоняется от нормального разреза в различных частях местности, причем отчетливо выявляются две основных стратиграфических зоны — южная и северная; последняя в свою очередь делится на две подзоны — западную и восточную. Южная зона совпадает с Харесской депрессией на западе между Главным и Суганско-Садонским хребтами; к востоку эта зона протягивается вдоль Главного водораздельного массива, восточнее долины р. Ардона, слагая самое водораздельное пространство. Северная стратиграфическая зона на западе оказывается приуроченной к северной депрессии, между Суганско-Садонским и Скалистым хребтами, а восточнее долины р. Ардона — к той обширной единой депрессии, которая возникла здесь между Главным водоразделом и Скалистым хребтом.

Отметим, что в разрезах южной зоны породы верхнего палеозоя, принимаемые за карбоновые и пермские в значительной мере условно, наблюдаются лишь в отдельных, изолированных друг от друга и сравнительно небольших по площади выходах. Таковые, по данным карты Л. А. Варданянца (1953 г.), подтвержденным и нашими наблюдениями, можно наметить: в верховьях рр. Бада, Цариит-кома, Гизель-дона (Мидаг-рабын-дона), Генал-дона. Литологически относимые к карбону части верхнепалеозойской толщи выражены конгломератами, окварцованными кварцитами кирпично-бурого до темнозеленого цвета, филлитовыми сланцами. Общая мощность достигает, по Л. А. Варданянцу, многих сотен метров. Пермские отложения, выделенные на основании находки *Lyttonia*, по определению Б. К. Лихарева, выражены серыми, иногда черными и реже белыми известняками, переполненными неопределимыми обломками брахиопод и пелеципод. Мощность не установлена.

Кроме перечисленных пунктов, всюду породы нижней юры непосредственно ложатся на кристаллический субстрат, относимый нами к докембрийскому возрасту. Таким образом, несомненны предъюрский размыв и крупные доюрские движения земной коры, когда был создан расчлененный рельеф.

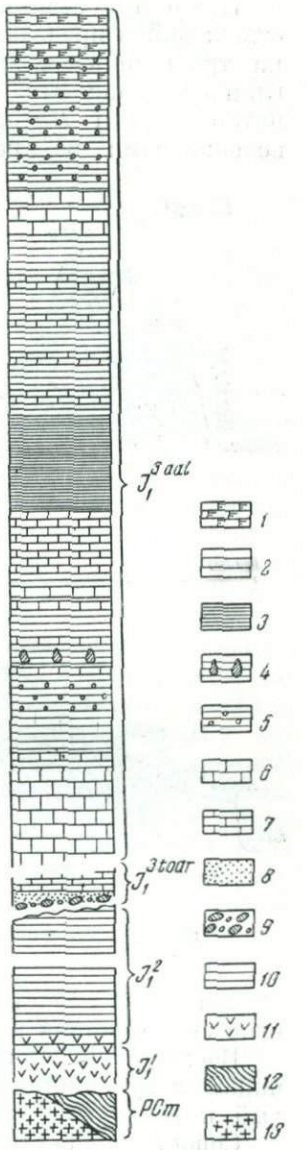

Рис. 16. Нормальная стратиграфическая колонка Дигории и Северной Осетии.

1—слоистый песчаник; *2*— глинисто-песчаниковый сланец; *3* — тонкослоистый сланец; *4*— глинистый сланец с *Iocetamus* (*Mytiloides*); *5* — глинистый сланец с конкрециями; *6*—грубоплитчатый-песчаник; *7*—тонкоплитчатый песчаник; *8*— аркозовый песчаник; *9*— конгломерат; *10* — глинистый сланец; *11*— вулканогенный комплекс; *12* —кристаллический сланец; *13* — гранит.

Нижний и средний лейас выделены условно. Вся толща нижнеюрских отложений в пределах описываемой территории отчетливо расчленяется на три комплекса: вулканогенный, аспидно сланцевый и песчаниково-глинисто-сланцевый. Последний охарактеризован редкой фауной аммонитов из рода *Harpoceras* и многочисленными, хотя и однообразными пелециподами из родов *Pholadomya*, *Astarte*, *Crelya*, *Leda*.

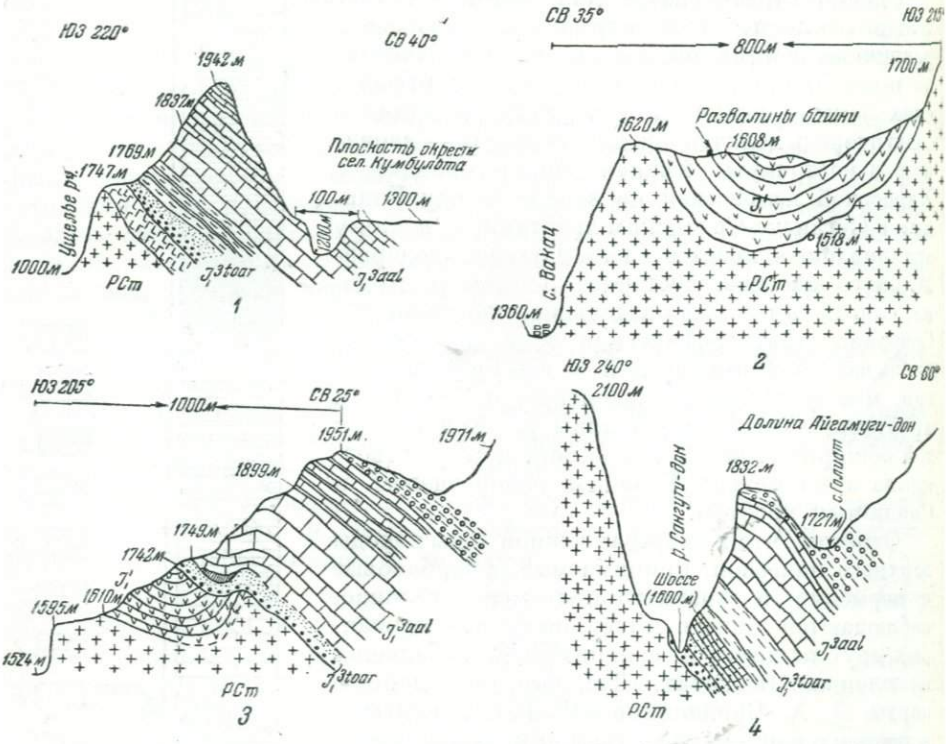

Рис. 17. Зарисовки некоторых обнажений в бассейне р. Айгамуги-дона.

Эта фауна является типичной для верхнего лейаса альпийско-кавказской зоопровинции юрского периода.

Восходящий порядок естественных разрезов в некоторых пунктах начинается вулканогенным комплексом и переходит через аспидно-сланцевый к песчаниково-глинисто-сланцевому.

Сопоставление стратиграфических колонок запада и востока восточной части депрессии показывает отсутствие на востоке тоарских слоев и трансгрессивное налегание аалена непосредственно на докембрий и нижний лейас (у сел. Харисджин и по р. Харис-дону).

Изучение частных разрезов в западном секторе, проложенных вкрест продольным долинам рр. Айгамуги-дона, Сангути-дона, Садона, Ардона, Джими-дона до перевала Кора, вскрыло ряд интересных взаимоотношений нижнеюрских пород как между собой, так с докембрийским кристаллическим субстратом (рис. 17).

В окрестностях сел. Кумбульта на размытую поверхность докембрия базальным конгломератом ложится пачка песчано-глинистых пород тоара с обильной фауной; то же — на правобережье р. Уруха в районе сел. Нар. Напротив него, на левом берегу устьевой части р. Айгамуги-дона, фаунистически охарактеризованные тоарские породы встречены

гипсометрически высоко на древней кристаллической постели в виде отдельных пятен, представляющих эрозионные останцы. У сел. Вакац оставшаяся от размыва тоарских слоев маломощная пачка аркозовых пород и базальных конгломератов трансгрессивно перекрывает гранит докембрия (?) и порфирито-кератофировую серию нижнего лейаса.

Против сел. Вакац на правом берегу р. Айгамуги-дона на вулканогенных породах нижнего лейаса лежат базальные песчаники нижнего аалена. Выше Фаснальной поляны восходящий разрез состоит из докембрийских (?) гранитов, порфирито-кератофиров нижнего лейаса, пород тоара и аалена. Примерно у устья р. Голиат-дона вновь на древние граниты непосредственно ложится базальная пачка песчаников нижнего аалена; в километре ниже сел. Дунта между кристаллическим субстратом и ааленом опять включена серия пород тоара в 20—30 м мощности; далее, до горы Лакурах-хох, в непосредственном контакте оказываются песчаниково-глинисто-сланцевые породы аалена с подстилающими их аспидными сланцами среднего лейаса. В западных окрестностях сел. Згид древний кристаллический фундамент покрыт тоарскими слоями и выше — мощной ааленской толщей; последняя к востоку от сел. Згид лежит прямо на гранитах докембрия (?). В окрестностях Садонского рудника в разрезах по р. Ходу снова прослеживается снизу вверх такая стратиграфическая последовательность пород: древние граниты, порфирито-кератофировый комплекс нижнего лейаса, базальный конгломерат, аркозы и песчано-глинистая серия тоара, пачка базальных песчаников нижнего аалена и далее песчано-глинисто-сланцевая толща верхнего аалена; выше, у подошвы Скалистого хребта, вскрываются песчано-глинистые,— со сферосидеритами и аммонитами,— слои доггера. По продольной долине р. Ардона, почти до сел. Луар, на древний кристаллический субстрат ложится базальная, достигающая здесь 200 м пачка песчаников нижнего аалена. В окрестностях Унала и далее по р. Джими-дону до перевала Кора наблюдаются как полные разрезы — кристаллическое докембрийское основание, порфирито-кератофиры нижнего лейаса, тоар, аален, — так и редуцированные разрезы, в которых на древнем гранитном ложе покоятся то тоар, то прямо аален. К востоку от перевала Кора по р. Харис-дону и сел. Харисджин древний фундамент перекрыт песчаниками нижнего аалена. Далее, до долины р. Терека включительно, слоев тоара нигде не было встречено, и контакт,— правда, тектонический,— проходит, повидимому, всюду между нижним ааленом и аспидными сланцами среднего лейаса.

В толще ааленских пород, развитых в западном и восточном секторах и имеющих мощность 800—1000 м, можно установить четыре свиты (снизу вверх): песчаники с редкими глинистыми сланцами и редкой фауной; выше — глинистые сланцы, тоже фаунистически охарактеризованные; затем — немые глинистые сланцы с пластами песчаников и конкрециями сферосидеритов; еще выше — глинистые сланцы. В нижней пачке найдены аммониты, среди которых имеются нижнеааленские формы, а в более высоких горизонтах — верхнеааленские.

Приведенный фактический материал позволяет сделать надежный вывод о наличии тоарской и ааленской трансгрессий. Обе трансгрессии имеют региональное значение. Непосредственное налегание тоара и аалена на постель из кристаллических пород докембрия обозначает довольно длительные денудационные фазы — предтоарскую и предааленскую, в течение которых были удалены вулканогенные образования нижнего лейаса и мощные аспидно-сланцевые толщи среднего лейаса. Несомненно, что денудационная энергия не достигла бы такой силы без значительных тектонических движений, создававших соответствующий рельеф, изгибавших

породы и поднимавших их над уровнем моря как в предтоарскую, так и в предааленскую эпохи.

В восточном секторе приходится подчеркнуть особое значение предааленской денудационной фазы и ааленской трансгрессии. Отсутствие в бассейнах рр. Гизель-дона, Генал-дона и Терека тоарских слоев является, повидимому, результатом предааленской денудации и затем ааленской трансгрессии. Отсюда предположительно можно сделать вывод о более высоком поднятии данной части страны по сравнению с западной. Именно такое высокое гипсометрическое положение обусловило глубокий размыв и удаление всех пород с обнажением докембрийского фундамента. Залегание непосредственно на нем ааленских песчано-глинистых накоплений у Харисджина, в бассейне р. Фиаг-дона, дает повод предполагать, что субстратом депрессии восточного сектора является неглубоко залегающий кристаллический докембрий. Нам представляется, что достаточно небольшого углубления долин, чтобы он обнажился, подобно тому, как это наблюдается уже теперь в западном секторе по руслу р. Уруха ниже р. Мацуты в 0,8 км южнее подошвы Скалистого хребта.

Что касается отложений средней юры, то они выделяются пока в районе к северу от сел. Ход, где выражены рыхлыми песчаниками и песчаными сланцеватыми глинами с множеством железистых конкреций и с фауной байосских и батских аммонитов. Переход ааленских пород к доггеру здесь происходит без перерыва.

Кровлей всех перечисленных свит является железистый пласт известняка келловейского возраста, лежащий в основании грандиозного известнякового обрыва Скалистого хребта. Келловей с базальным конгломератом в основании ложится с резким угловым несогласием и трансгрессивно на различные горизонты верхнего аалена, в окрестностях селения Ход — на песчано-глинистую серию доггера, а у горы Ваза-хох — непосредственно на граниты и гнейсы докембрия. Такие стратиграфические взаимоотношения указывают на сильный предкелловейский размыв, энергия которого была обусловлена предкелловейскими тектоническими движениями, что в данном случае прямо доказывается наличием угловых несогласий. Мощность предкелловейской денудационной фазы была настолько велика, что местами удаленной оказалась весьма значительная толща песчаниковых и глинисто-сланцевых накоплений нижней и средней юры. Обширная, сказавшаяся на всем Кавказе келловейская трансгрессия довершила работу предшествовавшей денудации, так что появляется возможность допускать наличие древнего субстрата в ряде мест непосредственно под известняками Скалистого хребта.

Итак, южная зона, представляющая северные склоны Главного водораздельного хреба, сложена,— если не считать древнего субстрата,— вулканогенным комплексом, относимым нами к нижнему лейасу, и особенно распространенными аспидными сланцами, являющимися среднелейасовыми.

Северная зона слагается исключительно песчаниково-сланцевым комплексом тоара, а также осадками нижнего и верхнего аалена, трансгрессивно ложащегося у сел. Харисджин и перевала Кора на различные породы докембрия и вулканогенные образования нижнего лейаса. К востоку эти породы исчезают, но, учитывая геологическое строение обширной территории от перевала Штулу, можно утверждать, что древний субстрат подстилает ааленские отложения северной зоны. Отсюда вытекает весьма важный вывод о том, что южная и северная зоны различаются не только стратиграфически, но что вся их геологическая история неодинакова. Мощность аспидных сланцев, их тонкая гранулометрия, наличие

вулканических эффузивных накоплений, особенности тектоники — не оставляют сомнения в том, что южная зона соответствует типичным подвижным областям земной коры.

Иной рисуется северная зона: небольшая мощность осадков, ограниченных по возрасту всего лишь тоарскими и ааленскими, грубокластический их характер, спокойные тектонические структуры убедительно указывают на малую тектоническую подвижность, устойчивость, жесткость данной полосы. Природа ее—кратогеновая по существу.

IV. ТЕКТОНИКА СЕВЕРНОЙ ДЕПРЕССИИ

Если стратиграфическое изучение северной депрессии было недостаточным, то о тектонике ее имелись лишь самые общие сведения. Строение ее рисовалось предельно простым: породы лежат спокойно, моноклинально падая в северные румбы. Установленная теперь подробная и уточненная стратиграфия дала возможность подметить значительное тектоническое своеобразие северной депрессии, тектоническое изучение которой выполнялось под моим руководством Н. А. Ансбергом. Ниже приводится описание выделенных им структур.

Тектоника западной части депрессии

От р. Белой до рр. Б. Зеленчука и М. Зеленчука южной границей этой области служит Передовой хребет, сложенный породами палеозоя и докембрия. На северном его склоне нижнеюрские отложения трансгрессивно и с угловым несогласием ложатся на различные горизонты более древних образований. На южном склоне также развиты нижнеюрские отложения, что создает естественное представление о Передовом хребте как осевой части крупной антиклинальной структуры.

Однако это весьма упрощенное представление, так как на южном склоне нижнеюрские отложения имеют значительную метаморфизованность, нередко до аспидных сланцев и кварцитов; они к тому же обычно падают на север, уходя под древние толщи Передового хребта. Таким образом, Передовой хребет надо признать структурой, опрокинутой на юг.

Нормально осадочные нижнеюрские накопления, залегая трансгрессивно, гипсометрически высоко подняты, что может восприниматься как результат значительного воздымания субстрата этих накоплений, который на глубине резко обрывается. В действительности к северу от Передового хребта неизвестно ни одного пункта, где обнажались бы из-под юры его палеозойские породы.

Как видим, Передовой хребет, будучи на известном отрезке северной депрессии ее геоморфологической границей, представляет в то же время структурное обрамление.

Видимой северной рамой депрессии является Скалистый хребет, под карбонатные толщи которого уходят нижнеюрские и местами среднеюрские образования. Но местами в долинах рек, глубоко распиливших Скалистый хребет, можно наблюдать характер залегания нижне- и среднеюрских пород в более северных районах, чем видимая граница депрессии по подошве названного хребта. Например, в устьевой части балки Б. Руфабго, впадающей слева в р. Белую несколько южнее станицы Каменномостской и врезавшей свою долину в северный склон Скалистого хребта, келловейские слои лежат на древних гранитах типа даховских. В южной части

на них лежат известняки триаса, перекрытые тоарскими песчаниками, имеющими южное падение. В правом борту долины р. Белой против устья балки Б. Руфабго келловей лежит на тоарских же песчаниках, но падающих в северном направлении. Таким образом, антиклинальный перегиб слоев отчетливо наблюдается здесь непосредственно в обнажениях. Очень хорошо характер залегания нижне- и среднеюрских пород, лежащих под карбонатными осадками Скалистого хребта, виден и в долине р. Подкумка по дороге из аула Верхняя Мара в Уллу-кол. В верховьях р. Подкумка вскрывается серия юрских пород от тоарских песчаников до глинистых сланцев доггера. Имея падение в северо-восточном направлении, эти породы уходят под келловейские песчаники, лежащие в основании Скалистого хребта. После того, как направление течения р. Подкумка меняется с восточного на северо-восточное и северное, в левом борту долины обнажается та же серия пород, но уже с южным падением. Еще далее на север из-под тоарских песчаников появляются вулканогенные породы — порфириты, туфы, туфобрекчии. Подошва вулканогенных пород не обнажается, но присутствие в туфобрекчии обломков красных гранитов дает основание предполагать их под вулканогенным комплексом, что в непосредственных обнажениях вскрыто в верховьях правых притоков р. Мары. Несколько южнее Уллу-кола в обнажениях опять появляются тоарские песчаники, трансгрессивно лежащие на вулканогенных толщах с базальным конгломератом в основании. Ниже Уллу-кола песчаники с северным падением уходят под урез воды, уступая место в обнажениях только карбонатным породам верхней юры, слагающим Скалистый хребет.

Можно, следовательно, заключить, что уступ Скалистого хребта является только геоморфологической границей северной юрской депрессии. Структуры же ее продолжаются под Скалистым хребтом и далее на север. В настоящее время у нас нет данных, которые позволили бы сделать заключение о том, как далеко на север продолжаются структуры депрессии, но мощность и литологический состав нижнеюрских осадков у подошвы Скалистого хребта свидетельствуют о развитии их на значительное расстояние.

Западная граница по долине р. Белой и восточная — по водоразделу рр. Кубани и Подкумка имеют тектонический характер. В обоих случаях наблюдается высокое поднятие доюрского фундамента. К востоку от р. Белой и западу от р. Кубани он погружается, и мощность нижне- и среднеюрских пород возрастает.

В очерченных пределах депрессия представляет единую структуру, имеющую форму плоской чаши, наклоненной на север. Структура депрессии, будучи структурой первого порядка, является синеклизой, составленной из структур второго порядка, обычно плоских антиклиналей и синклиналей. В западной части синеклизы намечаются три антиклинали (с юга на север): Пшекишская, Даховская и Руфабго и между ними — две синклинали. Выявлением и описанием этих структур второго порядка, как и более восточных, мы обязаны Н. А. Ансбергу.

Пшекишская антиклиналь впервые описана в работе П. И. Никшича (1924 г.). В ядре этой антиклинали выступают палеозойские породы, представленные внизу сильно метаморфизованными глинистыми и песчанистыми сланцами, выше — метаморфизованными известняками с многочисленными прожилками кальцита и снова сильно метаморфизованными глинистыми и песчанистыми сланцами. На метаморфизованных сланцах несогласно с базальным конгломератом в основании лежит свита красноцветных песчаников, сланцев и конгломератов верхней перми. Она перекрывается органогенными известняками с богатой верхнеперм-

ской фауной. На южном крыле антиклинали красноцветные породы падают на ЮЗ 205—210°∠25—30°, в северном — на СЗ 320°∠25°. С юга антиклиналь ограничена сбросом, плоскость которого круто падает на юг. По сбросу в контакт с верхнепермскими красноцветными породами приведены триасовые известняки и тоарские песчаники и глинистые сланцы. У сброса слои тоара местами падают согласно с падением красноцветов, местами же трансгрессивно залегают на них. Следовательно, Пшекишская антиклиналь сформировалась после отложения тоарских осадков, а сброс еще моложе.

Северное ограничение антиклинали хорошо прослеживается в районе сел. Хамышки по балке Липовой, в тальвеге р. Белой, и по балке Лубочной. Здесь в контакт с красноцветными породами, падающими на СЗ 320°∠25°, приведены верхнетоарские глинистые сланцы, имеющие падение ЮЗ 210°∠35—40°. По крутой плоскости с южным падением верхнепермские породы взброшены и несколько надвинуты на север. В результате на северном крыле Пшекишской антиклинали отсутствуют слои тоара. На западе оба сброса сливаются вместе, образуя западный контур антиклинали. О восточном ограничении антиклинали скажем ниже.

Даховская антиклиналь расположена севернее Пшекишской. В ядре ее обнажаются граниты, возраст которых в настоящее время трактуется в очень широких пределах. Объективные данные для суждения о их возрасте исчерпываются присутствием в кровле интрузии докембрийских гнейсов и кристаллических сланцев и трансгрессивным характером залегания нижнеюрских пород, не несущих каких-либо следов метаморфизации под воздействием гранитов. При полевых наблюдениях отчетливо устанавливается наличие по меньшей мере трех генераций гранитов; более молодые из них секут более древние. На юге и востоке на гранитах лежат глинистые сланцы и песчаники среднего лейаса (домерский ярус), имеющие соответственно юго-западное, южное и юго-восточное падение. Однако по южному контуру антиклинали наблюдается тектонический разрыв, по которому ядерная часть поднята вверх. Тектонический характер имеет и северная граница антиклинали, причем здесь среднелейасовые породы отсутствуют и непосредственно с гранитами и гнейсами соприкасаются тоарские песчаники и глинистые сланцы. Верхний предел времени этих тектонических нарушений определяется тем, что в западной части антиклинали на гранитах лежат келловейские породы, слагающие основание Скалистого хребта и не испытывающие каких-либо тектонических нарушений. Таким образом, можно утверждать, что разрывы и поднятие ядерной части антиклинали произошли в предкелловейское время. Углы падения домерских и тоарских пород в непосредственной близости от ядра антиклинали достигают 50—60°, но с удалением от него быстро уменьшаются до 25—30°.

Дудугушская синклиналь располагается между Пшекишской и Даховской антиклиналями. В рельефе она выражена хребтом Дудугуш. Сохранилось только северное крыло этой синклинали, южное крыло срезано сбросо-надвигом, отделяющим ее от Пшекишской антиклинали. На правом берегу р. Белой в северном крыле синклинали залегают глинистые сланцы и песчаники домера, песчаники и глинистые сланцы тоара и криноидные известняки и известковистые песчаники верхнего аалена, слагающие вершину хр. Дудугуш. Все эти породы падают на ЮЗ 200—215°, причем углы падения уменьшаются вверх по разрезу. На левом берегу р. Белой (гора Монах) домерские породы отсутствуют, и в основании юры лежат песчаники тоара, которые, срезая свиту глинистых сланцев, перекрывают верхнеааленские криноидные извест-

няки, переходящие в восходящем разрезе в глинистые сланцы. Отсутствие фауны не позволяет утверждать, относятся ли глинистые сланцы целиком к верхнему аалену или же верхняя часть их принадлежит к доггеру. На западе глинистые сланцы трансгрессивно перекрываются осадками келловея. На востоке между верховьями рр. Сахрая и Киша, где происходит сближение Пшекишской и Сахрайской антиклиналей, Дудугушская синклиналь замыкается, причем по ее контуру обнажаются домерские породы. Ось Дудугушской синклинали простирается с северо-запада на юго-восток и погружается в северо-западном направлении.

Антиклиналь Руфабго намечается по северному контуру депрессии под Скалистым хребтом при впадении в р. Белую балки Б. Руфабго. В ядре этой антиклинали обнажаются древние граниты, аналогичные даховским. Непосредственно на них лежат темные плитчатые известняки, относимые В. Н. Робинсоном (1932 г.) к карнийскому ярусу. Эти известняки собраны в интенсивные мелкие складки с амплитудой в несколько метров. Характер этой мелкой складчатости хорошо определяется термином «плойчатость». Однако отчетливо устанавливается общее периклинальное падение известняков, вполне соответствующее антиклинальной структуре: к западу от выхода гранитов по балке Б. Руфабго известняки имеют преобладающее юго-западное падение, а к востоку — юго-восточное и восточное. В южном крыле на триасовых известняках несогласно залегают тоарские песчаники, сменяющиеся в восходящем разрезе глинистыми сланцами с верхнетоарской фауной. Эти породы падают на ЮЗ 200°∠20°. В северном крыле антиклинали юрские породы срезаются трансгрессивным келловеем, который ложится на триасовые известняки и непосредственно на граниты. Небольшие размеры выхода гранитов и плохая обнаженность не позволяют установить здесь наличие разрывов и поднятие ядерной части антиклинали подобно наблюдаемому в Даховском массиве. Вероятность таких явлений вытекает из очень быстрого перехода келловейских пород с гранитов на известняки триаса и тоарские песчаники, чего не может быть без разрывных дислокаций при господствующих здесь относительно пологих падениях.

Гутская синклиналь наблюдается между Даховской антиклиналью и антиклиналью Руфабго. Она сложена в основном верхнетоарскими глинистыми сланцами. Тоарские песчаники обнажены только по северному и южному контурам в тальвеге р. Белой. В южном крыле тоарские породы имеют преобладающее падение СЗ 315°∠40°, а в северном — ЮЗ 200°∠20°. Центральная часть синклинали (вершина горы Гут) сложена верхнеааленскими криноидными известняками, чередующимися с известковистыми песчаниками. Азимуты падения верхнеааленских пород в этом районе в общем совпадают с верхнетоарскими, но углы более пологи. Ось синклинали погружается на запад, где верхнетоарские глинистые сланцы перекрываются породами келловейского возраста. На юго-востоке синклиналь ограничена Сахрайским поднятием. Между Даховской и Сахрайской антиклиналями южная граница Гутской синклинали, вероятно, имеет сбросовый характер. Границу между Гутской и Дудугушской синклиналями приходится проводить условно, так как разновозрастные глинистые сланцы (в Дудугушской синклинали — домерские, в Гутской — верхнетоарские) внешне почти неразличимы, фаунистические же находки, иногда довольно частые, приурочены к отдельным участкам, вследствие чего проследить контакт между разновозрастными глинистыми сланцами не удается.

Сахрайская антиклиналь расположена восточнее Даховской и отделена от нее Гутской синклиналью. В ядерной части этой

антиклинали также обнажаются граниты, повидимому, аналогичные гранитам Даховского массива. Основная их масса заведомо древнее пород нижнего триаса, облекающих гранитный массив и не испытавших каких-либо контактных изменений. О том же говорит присутствие гальки этих гранитов в конгломератах различных горизонтов триаса. Однако наряду с этим в массиве несомненны граниты других, более молодых генераций. Так, в правом берегу р. Сахрая, выше устья р. Мамрюка нам удалось наблюдать горячий контакт гранитов со скифскими известняками, а также наличие ксенолитов известняков в граните и тонкие жилки гранита, секущие известняки в зоне контакта.

Антиклинальный характер структуры устанавливается с полной очевидностью в ее восточной части: в тальвеге р. Сахрая южнее выходов гранитов известняки триаса падают на ЮЗ 210°∠45—50°; в балке, впадающей в р. Сахрай слева выше устья р. Мамрюка, эти же породы имеют падение З 270°∠20°, а в тальвеге р. Сахрая севернее гранитного массива — СЗ 340°∠25°. Эти замеры характерны для переклинальной части.

Дальше на восток, вплоть до р. Урупа, на поверхности обнажаются преимущественно глинистые сланцы тоара, аалена и местами доггера. Только по южному контуру депрессии выступают тоарские песчаники и более древние породы. Отсутствие выдержанных маркирующих горизонтов и внешнее сходство разновозрастных сланцев не позволили выявить отдельные структуры, хотя на всей этой площади наблюдаются не только северные, но юго-западные, южные и юго-восточные падения. Возможно, что этот участок следует рассматривать как значительный прогиб, вследствие чего на дневную поверхность выведены только верхние части структур второго порядка, сложенные однообразными глинистыми сланцами.

Антиклиналь горы Мохнатой расположена в бассейне р. Урупа, в районе приска Уруп и горы Мохнатой. В ядре этой антиклинали вскрываются сильно метаморфизованные породы (по В. Н. Робинсону, — девонские). Повсеместно на девонских хлоритовых сланцах залегают тоарские песчаники с базальным конгломератом в основании. Южнее приска Уруп, в правом берегу р. Урупа тоарские песчаники имеют падение ЮВ 140°∠10°. Несколько восточнее по р. Манихе (Маньке) *эти же породы падают на ЮВ 105—110°∠15°. В тальвеге р. Манихи* (к северо-востоку от места предыдущего замера) тоарские песчаники падают на СВ 80°∠12°. Двигаясь далее по северному контуру антиклинали, наблюдаем следующие падения тоарских песчаников: в верховьях р. Кыче — СВ 45°∠3°; несколько северо-западнее, в тальвеге этой же речки,— СВ 25°∠8°; в тальвеге р. Псекенча — СЗ 340°∠18°. На вершине горы Мохнатой песчаники лежат почти горизонтально.

Бульварская синклиналь располагается к югу от антиклинали горы Мохнатой. Севернее и южнее крылья этой синклинали построены различно: в северном крыле на девонских (по В. Н. Робинсону) породах лежат непосредственно тоарские песчаники, в то время как в южном крыле (северный склон гор Чилик-скала и Чапал 2-й) под песчаниками тоара лежат осадочные породы среднего и нижнего лейаса и вулканогенные породы условно нижнелейасового возраста. По южному контуру синклинали удается замерить следующие падения: у подножья горы Чилик-скала — С 360°∠45°; в 6 км восточнее горы Чилик-скала — СВ 5°∠45°, на вершине горы Чапал 2-й — СВ 20—25°∠15°; на хребте Хурук — С 360°∠45—50°.

По северному контуру синклинали падения следующие: на правом берегу р. Урупа, у устья р. Манихи,— ЮВ 140°∟10° , при пересечении

р. Манихи и дороги из сел. Пантелеймоновского к приску Уруп — ЮВ 140—145°∠4—5°. На востоке Бульварская синклиналь расширяется и сливается с лежащей севернее Преградненской синклиналью.

Преградненская синклиналь располагается к северу от антиклинали горы Мохнатой. Наблюдается только южное крыло этой синклинали, так как ее северное крыло скрыто под Скалистым хребтом. Синклиналь почти целиком выполнена глинистыми сланцами верхнего тоара, аалена и доггера. Только по ее южному контуру обнажаются тоарские песчаники. Многочисленные замеры показывают падения пород в северо-западный, северный и северо-восточный румбы. Как уже указывалось выше, на востоке Преградненская синклиналь сливается с Бульварской, образуя единый Кяфаро-Зеленчукский прогиб. На территории этого прогиба, повидимому, существуют более мелкие структуры, однако оконтурить их не удается из-за однообразия глинисто-сланцевых пород. Только значительно восточнее, уже в бассейне р. Кубани отчетливо вырисовываются Шаонская и Красногорская антиклинали и расположенная между ними Хумаринская синклиналь.

Шаонская антиклиналь находится на левом берегу р. Кубани западнее г. Клухори. Она почти нацело сложена породами нижнеюрского вулканогенного комплекса; только в самой возвышенной части на нем лежат верхнеааленские криноидные известняки и известковистые песчаники. Вулканогенные породы имеют массивное сложение. Общий антиклинальный характер структуры устанавливается по присутствию на склонах массива обрывков свиты тоарских песчаников, облекавшей вулканогенные толщи. По внешнему контуру антиклинали впритык к вулканогенам лежат тоарские песчаники, полого падающие в северные румбы. Такое взаимоотношение пород говорит о горстообразном поднятии ядерной части антиклинали.

Красногорская антиклиналь отчетливо выделяется при сопоставлении углов падения тоарских песчаников в районе станицы Красногорской, расположенной на левом берегу р. Кубани. Замеры падения тоарских песчаников по контуру антиклинали дают следующие величины: в 1 км южнее станицы Красногорской — ЮЗ 25°∠10°; у южной окраины станицы Кардоникской на дороге из станицы Красногорской в станицу Кардоникскую — СЗ 275°∠10°; 450 м выше моста через р. Кубань в станице Красногорской — С 360°∠10—12°; у шоссе на правом берегу р. Кубани против станицы Красногорской — СВ 40°∠12°. Верхняя часть Красногорской антиклинали срезана трансгрессивно лежащими породами карбонатной пачки верхнего аалена, имеющими падение СВ 15—20°∠2—3°. Этим объясняется отсутствие здесь свиты верхнетоарских глинистых сланцев.

Хумаринская синклиналь располагается между Шаонской и Красногорской антиклинальными структурами. На западе она сливается с Кяфаро-Зеленчукским прогибом, а на юго-востоке ограничена вулканогенными массивами Маринского района. Синклиналь сложена тоарскими песчаниками и только на более высоких гипсометрических уровнях появляются более молодые образования (аален и доггер).

Наконец, на востоке находится Маринский район, характеризующийся своеобразными структурными чертами. Описание структур этого района пришлось сделать в стратиграфическом очерке, так как без этого нельзя понять имеющиеся там стратиграфические взаимоотношения вулканогенной свиты и свиты тоарских песчаников.

Сравнение описанных выше антиклинальных и синклинальных структур второго порядка позволяет выделить некоторые присущие им особен-

ности. В ядрах антиклиналей обнажаются в большинстве случаев породы фундамента — древние граниты (возможно, докембрийского возраста) и палеозойские породы, по степени метаморфизации и дислоцированности *резко отличающиеся от пород покрова, облекающих их.* Ядра антиклиналей обычно ограничены разрывами и имеют горстовый характер. Наоборот, синклинали занимают относительно обширные площади, не имеют отчетливо выраженных контуров и часто совершенно незаметно сливаются одна с другой. Синклинали полностью сложены нижне- и среднеюрскими породами, и в их пределах породы фундамента нигде не выходят на дневную поверхность. Углы падения пород в пределах синклинальных структур обычно невелики и только вблизи антиклиналей достигают значительных величин.

Как структуры первого порядка, так и структуры второго порядка существенно отличаются от типичных складчатых структур, присущих геосинклинальным областям («Линейная или геосинклинальная» складчатость по В. В. Белоусову) и приближаются по своему характеру к наплитным образованиям, широко распространенным, например, на территории Русской платформы.

Тектоника средней части депрессии

Тектоника средней части излагается здесь по представлениям И. Г. Кузнецова (*1940, 1951* гг.). Он выделяет эту часть под названием зоны сложно дислоцированного протерозоя и нижнего палеозоя и слабо нарушенных нижне- и среднеюрских отложений. Они слагают второй этаж или покров, кроющий трансгрессивно и резко несогласно дислоцированный древний метаморфический комплекс. Имея общее пологое падение на северо-восток, нижнеюрские напластования образуют в ряде *мест антиклинальные структуры.* Например, *по левобережью р. Малки* намечается одна пологая антиклинальная складка, северное крыло которой наклонено под углами в пределах 5—15°, а по направлению к северу еще больше выполаживается; южное крыло несколько более крутое, но в нем углы наклона колеблются от 6 до 20°, чаще всего — в пределах 10—16°.

Сладчатость становится более интенсивной по южной границе этой зоны вдоль ее контакта с зоной палеозойских пород «По р. Кестанты песчаниково-сланцевая свита образует несколько мелких крутых складок, а вдоль самого контакта поставлена на голову. По р. Чегему нижнеюрские отложения образуют крупную полную складку (синклиналь и антиклиналь). Складки осложнены продольными разрывами. По р. Малке юрские отложения вблизи самого контакта с палеозоем падают спокойно на север, а несколько в сторону от контакта образуют в пределах узкой зоны несколько мелких складок».

Большое значение И. Г. Кузнецов придает дизъюнктивным нарушениям — сбросам, амплитуда которых обычно выражается метрами или десятками метров, достигая лишь в отдельных случаях сотен и даже многих сотен метров. В частности, он отмечает, что по р. Чегему антиклиналь в лейасовых отложениях сопровождается двумя более или менее крупными и несколькими более мелкими продольными сбросами. В результате выступающие в ядре антиклинали кристаллические сланцы разбиты на несколько выступов, разделенных выходами юрских отложений. Сочетание продольных разрывов с поперечными разбивает тоарскую свиту на целую систему блоков.

Сбросы по р. Кестанты выводят на поверхность кристаллические *сланцы протерозоя. Возраст сбросов моложе верхнего тоара, верхний же*

предел установить нельзя. На р. Кубани, к северу от г. Клухори, этот предел отчетливо доказывается как предверхнеааленский. Однако небольшие сбросы рассекают и самый ааленский горизонт на ряд ступеней или вызывают в нем флексурообразные перегибы.

Тектоника восточной части депрессии

Тектоника восточной части описывается по данным, уже опубликованным в нашей работе «Геология северной юрской депрессии Дигоро-Осетинской части Большого Кавказа» (1948 г.) и в сокращенном виде здесь повторяемым. Приведенные выше стратиграфические данные показывают, что в основании всех разрезов лежит комплекс докембрийских кристаллических пород. И мощность, и стратиграфическая полнота покрывавших его образований, начиная с лейаса, в разных зонах весьма различны. Это с несомненностью указывает на раздробленность на части некогда единого жесткого субстрата и на дифференциальные движения их,— положительные и отрицательные,— *одновременно для разных глыб.*

В этой части депрессии мы выделили три зоны: южную — область Главного водораздельного хребта, северную — Скалистый хребет и среднюю — Промежуточную. Здесь пока сосредоточим внимание на последней, представляющей собственно депрессию. В ее геологической истории и создании структур исключительное значение имел древний кристаллический комплекс. Это с особенной ясностью наблюдается в западной *части зоны, заметно отличающейся от восточной.* Другими характерными чертами этой зоны следует считать: терригенность осадочных образований, а в некоторых частях стратиграфической колонки — даже грубую кластичность; сравнительно небольшую мощность этих накоплений, замкнутых почти только пределами верхнего лейаса; наличие стратиграфических перерывов, довольно плавную складчатость тоара и аалена. Такие геологические особенности присущи участкам земной коры с неглубоко залегающим субстратом, чем, как известно, выделяются плитные, кратогеновые области. Западный сектор изучаемой зоны в высшей степени *близок к такого рода структурам. Здесь вполне обоснованно можно* говорить о двухэтажном строении. Первый этаж, или фундамент, сложен докембрийскими образованиями, среди которых в основном преобладает гранит, часто порфировой структуры. Вмещающие его гнейсы и кристаллические сланцы остались лишь в отдельных местах (около сел. Нар, около сел. Махческ). На значительных площадях докембрийский фундамент обнажается, полностью слагая западную часть Сугано-Садонского хребта, и глубоко распиливается рр. Билляги-доном, Урухом, Сардыкомом. Площадь Суганского массива — 64,68 км². Далее к востоку субстрат этот выходит отдельными — *бо́льшими или меньшими* — островами. О размерах их можно судить по таким данным (в квадратных километрах):

Массивы	км²	Массивы	км²
Суганский	64,68	Унальский	5,02
Донифарский	0,46	Чехо-Цертильский . . .	3,16
Казот-хохский	2,60	Фульгури-Барзондский	1,20
Лакурах-хохский . . .	1,48		
Садонско-Згидский . .	16,34	Всего . . .	94,94

Гипсометрия некоторых из этих массивов может быть охарактеризована таким цифрами (*в метрах, в абсолютных отметках*):

Массивы	м	Массивы	м
Казот-хохский	3337	Згидский	2045
Лакурах-хохский . . .	2726	Садонский	2000

Строение субстрата нам представляется в виде горсто-грабеновой системы.

Если не считать оставшихся локальными пятнами вулканогенных пород нижнего лейаса, то всюду второй этаж окажется сложенным песчано-глинистыми накоплениями тоара и аалена. Они собраны в гетероклинальные складки, со средним падением пород на крыльях 30—40°. С запада на восток интенсивность гетероклинальной складчатости возрастает, *достигая наивысшего напряжения в разрезах по долине р. Терека. Здесь* нередки углы падения до 50°, иногда 60—75°. В связи с этим сами породы более уплотнены и местами обнаруживают даже слабые следы метаморфизованности. В западном же секторе, в северной депрессии, в окрестностях Донифарса, по правобережью рр. Айгамуги-дона, Донисар-дона, по левобережью Садона, далее до перевала Кора и даже в бассейнах рр. Фиаг-дона и Гизель-дона породы верхнего лейаса дислоцированы в умеренную гетероклинальную складчатость, которая только уже в бассейне р. Терека приобретает большую напряженность. Однако и на *западе и на востоке явственно картируются отдельные складки; при этом* антиклинали всегда имеют более значительную крутизну крыльев, чем синклинали, вследствие чего последние обычно занимают бо́льшую площадь. Могут быть названы следующие антиклинали: Урухская, Фаснальско-Вакацкая, Голиатская, Казот-хохская, Лакурах-хохская, Згидская, Садонская, Архонско-Холстинская, Унальская, Цариткомская, Хамикомская, Какадурская, Джимаринская, Даргавская, Тагаурская, Суаркомская. *Замечательно, что простирание этих антиклиналей,* как и всей гетероклинальной складчатости, часто показывает азимут ЮЗ 240—250° — СВ 60—70°. Как видим, эта складчатость ориентирована под углом к направлению основных структурных линий Кавказа и как бы срезается ими. Это направление, известное под названием «кавказского», имеет азимуты СЗ 310°— ЮВ 130°.

Местами (Джимара, Даргавс, Какадурский перевал и др.) в складках песчаниково-сланцевых толщ верхнего лейаса имеются пластовые жилы рудоносного кварца. Они вполне конформны с вмещающими породами, *участвуя вместе с ними в складчатости. Иногда кварцевые жилы несут* следы дробления, что представляется нам событием посторогенным. Такие же кварцевые жилы являются причиной оруденения Садонского поля. Следовательно, возраст их, как и самого Садонского полиметаллического месторождения, синхронен с указанными выше жилами.

Описывая тектонические особенности средней зоны, необходимо отметить еще одну важную структурную деталь. Ядра названных выше 10 первых по порядку антиклиналей сложены докембрийскими кристаллическими породами; в 6 остальных антиклиналях в ядрах лежит сильно уплотненная пачка базальных песчаников нижнего аалена. Кристалли-

ческие породы в ядрах соответствующих антиклиналей имеют различные гипсометрические абсолютные отметки и обнажены в разной степени глубины. Отсюда вытекает ясный вывод, что эти ядра структурно представляют горстообразные выступы докембрийского субстрата, имевшие дифференциальные движения разного размаха. Всякий раз при горстообразовании глыбы субстрата должны были приходить в движение и действовать на имевшиеся к тому времени пластовые породы второго этажа—кровли, заставляя их приспосабливаться к поднятиям и погружениям субстрата. В результате сложилась та гетероклинальная структура, которая ныне наблюдается в средней зоне, где развиты верхнелейасовые песчано-глинистые отложения. Антиклинали можно уподоблять купольным образованиям с ядром из кристаллических пород. Такие структуры могут развиваться по диапировому типу с соответствующими разрывами пород кровли и внедрением в них ядра. Частично подобное строение наблюдается в Фаснальско-Вакацкой и Садонской антиклиналях, у сел. Харисджина.

В *восточных антиклиналях* — Хамикомской, Какадурской, Джимаринской, Даргавской, Тагаурской, Суаркомской — ядрами служит пачка плотных темных базальных песчаников нижнеааленского возраста. Зная трансгрессивное налегание тоара и аалена на древний субстрат в разрезах западного сектора, мы имеем основание полагать, что в только что перечисленных антиклиналях неглубоко надо ожидать те же границы, которые залегают в ядрах антиклиналей западного сектора. Следовательно, в *продольных долинах рр. Фиаг-дона, Гизель-дона, далее в бассейнах* рр. Генал-дона и Терека под породами верхнего лейаса неглубоко лежит докембрийский субстрат. Он погружается в восточном направлении, что доказывается выступанием в ядрах антиклиналей все меньшего числа слоев темных песчаников нижнего аалена по мере передвижения к востоку. Более глубокое залегание субстрата и обусловило бо́льшую мобильность Терской части, где гетероклинальный тип складчатости начинает частично *перерождаться в изоклинальный*.

Таким образом, территория северной депрессии представляет замечательную и своеобразную структуру в этой горной стране. В истории развития данной структуры огромную роль играл докембрийский субстрат, подобно тому, как он определяет собой все структурные особенности обычных платформенных полей земной коры. Представляя горсто-грабеновую систему, докембрийский субстрат лежит на северном склоне Срединного Кавказа на различной глубине, местами восходя до дневной поверхности с положительными гипсометрическими отметками во много сотен метров, местами же погружаясь до уровня моря. Сообразно с этим *резко колеблются мощность и стратиграфическая полнота покрывающих* его нижне- и среднеюрских отложений.

Вся структура в целом является типичной двухэтажной конструкцией, в которой имеется полное основание различать западную или Бельско-Кубанскую синеклизу, восточную Дигоро-Осетинскую синеклизу и разделяющую их Кабардинскую антиклизу. Приняв всю структурную зону за структуру первого порядка, надо будет назвать структурами второго *порядка синеклизы и антиклизы и структурами третьего порядка* — те плоские и, как правило, обширные складки, которые описаны в западной и восточной частях северной депрессии и которые, повидимому, отвечают понятиям плакантиклинали и плакосинклинали.

Все названные структурные элементы по своим тектоническим особенностям полностью соответствуют тому, что уже давно установлено на территории Русской платформы и что с такой подробностью и отчетливостью

в последнее время рассмотрено Н. С. Шатским, предложившим вышеприведенную терминологию. Конструктивно, следовательно, северная депрессия представляет типичное двухъярусное сооружение с докембрийским фундаментом и нижне- и, частично, среднеюрским песчано-глинистым покровом. Совершенно естественно рассматривать эту геоконструкцию вместе с зоной Главного хребта, как южную полосу Русской плиты, которая поднята тектоническими процессами на огромную высоту — до 4000 м над уровнем моря и наклонно поставлена на север. Докембрийская плита оказалась неотъемлемой частью горного складчатого, как обычно говорят, орогенного сооружения, занимая в нем значительную площадь и оказывая исключительно большое влияние на всю историю его развития.

Выходя за рамки излагаемого здесь материала и касаясь всего Большого и Малого Кавказа в целом, мы можем в настоящее время охарактеризовать его в геоструктурном отношении как мозаику обломков докембрийской плиты и складчатых полей разного возраста.

V. ЮРСКИЙ ВУЛКАНИЗМ

Стратиграфия северной депрессии показывает, что в геологическом ее сложении принимают участие магматические образования в форме как эффузивов, так и интрузивов по южной раме депрессии. Специально

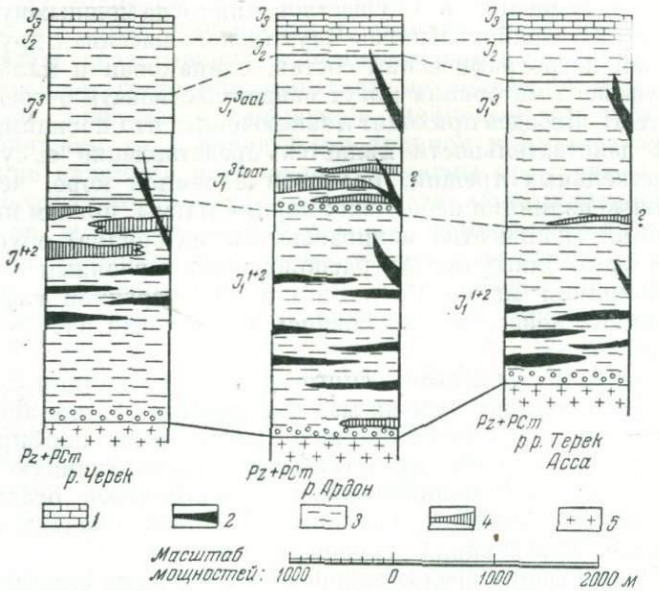

Рис. 18. Схема стратиграфии юрских отложений в Центральном Кавказе.

1 — известняки; *2* — диабазы, спилиты и порфириты; *3* — песчаники и глинистые сланцы; *4* — альбитофиры и кератофиры; *5* — граниты и метаморфические сланцы.

изучавший юрскую вулканогенную формацию Центрального Кавказа А. П. Лебедев (1950 г.) приводит в своей монографии стратиграфическую схему залегания различных пород, составляющих эту формацию (рис. 18).

Изучение ее показало А. П. Лебедеву присутствие трех разновозрастных и петрографически неодинаковых вулканических комплексов. Первый, ранний относится к нижне- и среднелейасовому времени и выражен спилитовыми покровами подводно-эффузивного происхождения и инъекци-

ями той же основной магмы в гипабиссальных условиях. Второй комплекс конца среднего и начала верхнего (?) лейаса представлен мощными субаэральными эффузиями кератофиров и альбитофиров, т. е. магмы среднекислого состава. Третий комплекс проявился в предкелловейское время в форме мелких даек и силлов, главным образом основной магмы, *близкой по составу к продуктам ранней стадии вулканической деятельности.*

Существенным достижением исследований А. П. Лебедева является тщательная разработка им принципа фациальности палеовулканических формаций Центрального Кавказа. Под фациальностью названный автор понимает «способность магмы в различных геологических условиях создавать различные по своему петрографическому характеру образования».

Подводно-эффузивная фация основной магмы выражена спилитами, мандельштейнами, порфиритами и диабазами. Они залегают прерывисто, образуя тонкие (1—5 м) прослои в толще аспидных сланцев и аргиллитов среднего лейаса. Наибольшее развитие их наблюдается в бассейнах рр. Ардона, Терека и Ассы (Адайхохский и Теплинский массивы, хребты Чаухи и Чингисклде). Указанные породы представляли, по А. П. Лебедеву, тонкие лавовые потоки жидкостной основной магмы, быстро растекавшиеся по морскому дну. О геологической обстановке формирования спилитовых излияний можно пока высказаться предположительно, так как, с одной стороны, наблюдающееся местное сгущение спилитовых прослоев наводит на мысль о существовании тогда мощных вулканических очагов в Осетии и в районе Чингис-Чаухинского массива; с другой стороны, однообразный петрографический состав, одинаковая и малая мощность, бедность туфового материала могут свидетельствовать о трещинном типе излияний. А. П. Лебедев приходит к заключению, что, повидимому, наиболее близким к действительности является представление о существовании серии параллельных трещин, расколов в земной коре, через которые шли повторные излияния небольших порций магмы, причем интенсивность *этих излияний (количество изливавшегося материала) обусловливалась* в конечном счете близостью их расположения к главным магматическим очагам. Излияния магмы происходили на умеренной глубине, начавшись в нижнем лейасе и продолжаясь затем почти в течение всего среднего лейаса.

С эффузивными спилитами, сингенетичными сланцам, тесно связаны инъекционные пластовые залежи малой мощности, тонкие апофизы и прожилки диабазов, лейкодиабазов, витрофиров, реже порфиритов и мандельштейнов. Эти породы представляют субинтрузивную фацию той же основной магмы, проникавшей в неуплотненные осадки морского дна в условиях спокойной тектоники. В таких случаях интрузивные и эффузивные образования трудно различимы.

Субаэральная фация среднекислой магмы сложена комплексом покровных кварцевых и бескварцевых кератофировых альбитофиров и порфиритов. Среди них много туфобрекчий и туфов. В бассейне р. Терека развиты преимущественно лавы кератофирового состава; мощность толщи достигает 700 м, быстро уменьшаясь на восток и запад. В Садоно-Дигорской зоне излияния, главным образом альбитофировые с резко меняющейся мощностью — от десятков метров до 500—600 м. В лаве нередко зацементированы крупные грубоокатанные глыбы древних кристаллических пород, юрских сланцев и диабазов. Все это говорит об излияниях в прибрежных условиях из существовавших тогда изолированных вулканических центров: Череко-Безингиевском, Фаснальском, Згидском, Садоно-Мизурском, Архоно-Холстинском и Фиагдонском. Эти вулканические аппараты принадлежали к типу стратовулканов. Они лежали

по берегам Тихоокеанского пояса. Напряженность вулканической деятельности была значительной: радиус действия Садонского вулкана А. П. Лебедев оценивает в 15—20 км при сохранившейся мощности лавовых покровов до 500—550 м; меньшими были вулканы в Дигории и бассейне р. Черека. Однако, как полагает А. П. Лебедев, в целом размах вулканической деятельности Кавказа в юрский период значительно уступал большинству других палеовулканических областей, например, палеозойским эффузиям Казахстана с суммарной мощностью покровов до 5000 м, спилитовым излияниям Австралии с общей мощностью до 7000 м. Та же «мелкомасштабность» вулканических процессов и локализация их в немногочисленных отдельных центрах имели место, по мнению А. П. Лебедева, на других этапах геологической истории Большого Кавказа (палеозой, третичная и четвертичная эпохи) и, повидимому, принадлежат к числу характерных особенностей геологического строения этой области.

К таковым же надо отнести и дайки основных пород, созданных юрским вулканизмом и прослеживаемых на протяжении почти всего Главного Кавказского хребта. Эти дайки и силлы диабазов и габброидов представляют секущие или согласные тела небольшой мощности (обычно единицы метров), прорывающие древние граниты и кристаллические сланцы, а также юрские сланцы и песчаники. Тела эти чаще всего искривлены, смяты, нарушены сбросами. Будучи нередко вскрытыми от области вечного льда до дна глубоких долин (до 2000 м по вертикали), дайки обнаруживают удивительное постоянство мощности и петрографического состава. Все это может указать на застывание диабазовой магмы в спокойных условиях; она уже в твердом состоянии испытала механические воздействия.

Однообразие диабазов и габброидов, дайковый или силловый тип залегания сближают их с излияниями траппов и платобазальтов. Как известно, такие излияния или внедрения магмы приурочены к областям с платформенным типом тектоники или к вертикальным трещинам горных сооружений во время их окончательного формирования и поднятия.

Образование дайковых и силловых тел на Кавказе относится к предкелловейским движениям земной коры. А. П. Лебедев приходит к заключению, что диабазовая магма заполняла систему параллельных трещин во время их раскрытия. Он устанавливает, что системы трещин, вмещающих дайки основного состава в пределах Большого Кавказа, развиты преимущественно вдоль периферических частей центрального осевого поднятия древнего кристаллического фундамента. Наиболее насыщенными дайками являются, таким образом, краевые части этого поднятия. Такого рода зоны, приуроченные к краевым частям крупных блоков земной коры, оказываются наиболее податливыми для образования трещин в местах перегиба. С такого же рода зонами «перегиба» он связывает локализацию верхнелейасовых и среднеюрских очагов вулканизма в Центральном Кавказе.

Юрский вулканизм является не только чрезвычайно интересной страницей геологической истории Кавказа, но он открывает еще далеко не полностью оцененный источник металлогенеза. В одной из своих обобщающих работ П. И. Лебедев (1930 г.) справедливо выделяет северокавказскую юрскую комплексную металлогеническую зону от Баксана до Ассы и далее на восток. В ее западной части расположено вольфрамово-молибденовое месторождение Тырны-ауза, в восточной — свинцово-цинковые залежи Садона и во многих местах на протяжении всей зоны наблюдаются проявления медного оруденения: по рр. Сакашиль, Кестанты, Фиаг-дону, Тереку, Ассе. Это указывает, по П. И. Лебедеву, на большое значение мощной юрской металлогенической эпохи в геологической

истории Кавказа, когда создавалось все указанное сложное оруденение. На значительном протяжении эта комплексная металлогеническая зона связывается им с не вскрытыми еще крупными интрузиями, повидимому, находящимися в неодинаковых сложных тектонических условиях.

Рассматриваемая комплексная металлогеническая зона разделяется названными исследователями на отдельные дифференцированные участки в виде высокотемпературных типов вольфрамо-молибденового оруденения (Тырны-ауз), полиметаллических участков, а также меденосных полей, которые формировались не в одну эпоху, а постепенно, будучи связаны путем геохимической дифференциации.

П. И. Лебедев различает две формации: гетерогенную гранито-кератофировую — Баксано-Черекскую и спилито-кератофировую — Череко-Урухо-Ардонскую.

В пределах первой формации известны интрузивные, экструзивные и эффузивные образования. В Тырныаузском районе установлены нижнеюрские (предтоарские) гранит-порфиры, микрограниты, аплитовидные граниты, застывшие, по С. П. Соловьеву, в пределах 900—2500 м глубины. Восточнее по Череку идут экструзии и эффузии в виде мощных пластовых тел Хулама и Джабоя, лакколитов и даек Безингийского ущелья. Отчетливо определяются из приведенного материала фациальные взаимоотношения, показывающие, что «более западный Баксанский интрузивный участок обладает чертами гипабиссальной интрузии, а более восточный Черекский — условиями экструзивно-эффузивного формирования». При этом эффузивная деятельность имела преимущественно взрывной характер в виде отдельных кратковременных фаз, проявляясь в отдельных изолированных друг от друга вулканических очагах.

Рассматривая юрские магматические образования Баксано-Черекской формации как фации одной по существу магмы, П. И. Лебедев (1930 г.) заключает, что явления петрогенетического формирования нижнеюрской магматической системы в Баксанском районе представляют интрузивные корни той магматической системы, которая в районе Черека имеет в настоящее геологическое время свои верхушки: экструзии и эффузии. Последующая тектоника взбросила Баксанскую интрузию, и она подверглась денудации, в то время как процессы депрессии, проявившиеся восточнее, в районе Черека-Безингиевского, заставили интрузивные корни, например, Хуламского пласта с его возможным редкометальным ореолом, погрузиться еще глубже. Эти выводы, как справедливо считает А. П. Лебедев, могут иметь значительный практический интерес в проблеме отыскания месторождений, аналогичных Тырныаузскому.

Химические характеристики пород Череко-Урухско-Ардонской формации, по крайним петрографическим типам названной спилито-кератофировой, указывают на большое участие в ней пневматолитовой и рудоносно-флюидной фаз. Это позволяет утверждать генетическую связь с кератофировой формацией полиметаллического оруденения Дигоро-Садонского узла.

VI. СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ СРЕДНЕЙ ЧАСТИ КАВКАЗА И ИХ ХАРАКТЕРИСТИКА

В горных областях, высоко поднятых и глубоко эродированных, нередко оказываются вскрытыми наряду с молодыми самые древние образования, так что может с достаточной подробностью изучаться анатомия всего сооружения. Кавказ надо причислить именно к таким регионам. Здесь тектоническое районирование в высшей степени облегчается компакт-

ным расположением различных стратиграфических комплексов. На геологической карте обособленно выделяются: поле докембрийской формации, поле палеозойской формации и обширная площадь мезозойских образований, полностью охватывающих два первых поля и делающих их как бы внутренними. Еще далее по периферии располагаются третичные отложения. В общем мезозойское и третичное поля создают правильную концентрическую структуру, внутри которой эксцентрично смещенными на запад лежат поля докембрийское и палеозойское (рис. 19).

В данном случае нас интересуют только три первых поля непосредственно горного Кавказа. Здесь ясно обозначаются четыре структуры первого порядка: щит, или осевая структура; поле палеозойской складчатости; северная платформа; южная геосинклинальная полоса.

Докембрийское структурное поле

Щит, или осевая структура морфологически выражена Главным хребтом. Он нацело сложен глубоко метаморфизованными и сильно дислоцированными кристаллическими сланцами и гнейсами докембрия, интрудированными преимущественно кислыми гранитными массами и в резко подчиненном им количестве — основными. Последние, как правило, секутся жилами гранитов, нередко содержащих ксенолиты габброидов до 2—3 м в длину.

Гранитоидные интрузии вскрываются отдельными, более или менее обширными площадями среди вместившего их субстрата. Остатки его нередко покрывают интрузивные породы, что дает основание полагать о сравнительно неглубоком их эрозионном срезе. Легко различаются две текстурные разности гранитов: порфировидная, крупнозернистая и равномернозернистая, мелкокристаллическая. Вторая сечет первую; наблюдаются также крупные глыбы порфировидного гранита в равномернозернистом. Важно подчеркнуть постоянство минерального состава порфировидных гранитоидов с обязательным присутствием калиевого полевого шпата в виде микроклина.

Интрузивные взаимоотношения обоих типов гранитов отчетливо говорят о двух возрастах древних кислых внедрений магмы.

Убедительные данные (Г. Д. Афанасьев, М. Ф. Марковкина и др.) говорят о том, что образование крупнозернистых гранитов в ряде случаев (Кассарское ущелье и др.) явилось результатом гранитизации сланцев под воздействием интрузии равномернозернистых гранитов. Метасоматические процессы с особенной отчетливостью наблюдаются близ кровли гранитоидов. Здесь, например, плагиоклаз замещается калиевым полевым шпатом.

О порфиробластах как метасоматическом образовании говорит наличие в порфировидных выделениях включений биотита, олигоклаза, кварца. Включения плагиоклаза обычно резорбированы и замещены калиевым полевым шпатом. Иногда наблюдается полная резорбция, изъеденность олигоклаза по краям: строение калиевого полевого шпата неоднородно даже в одном шлифе. Величина 2V колеблется от —52 до —84°.

В настоящее время одни признают изначальное существование кислой магмы; другие предполагают образование ее из основной, базальтовой путем кристаллизационной дифференциации; третьи считают, что граниты могут происходить вследствие переплавления, анатексиса, в глубоких частях земной коры ее древней кислой оболочки и возрождения, палингенеза, вновь внедряющейся гранитной магмы, которая способна производить магматизацию пород.

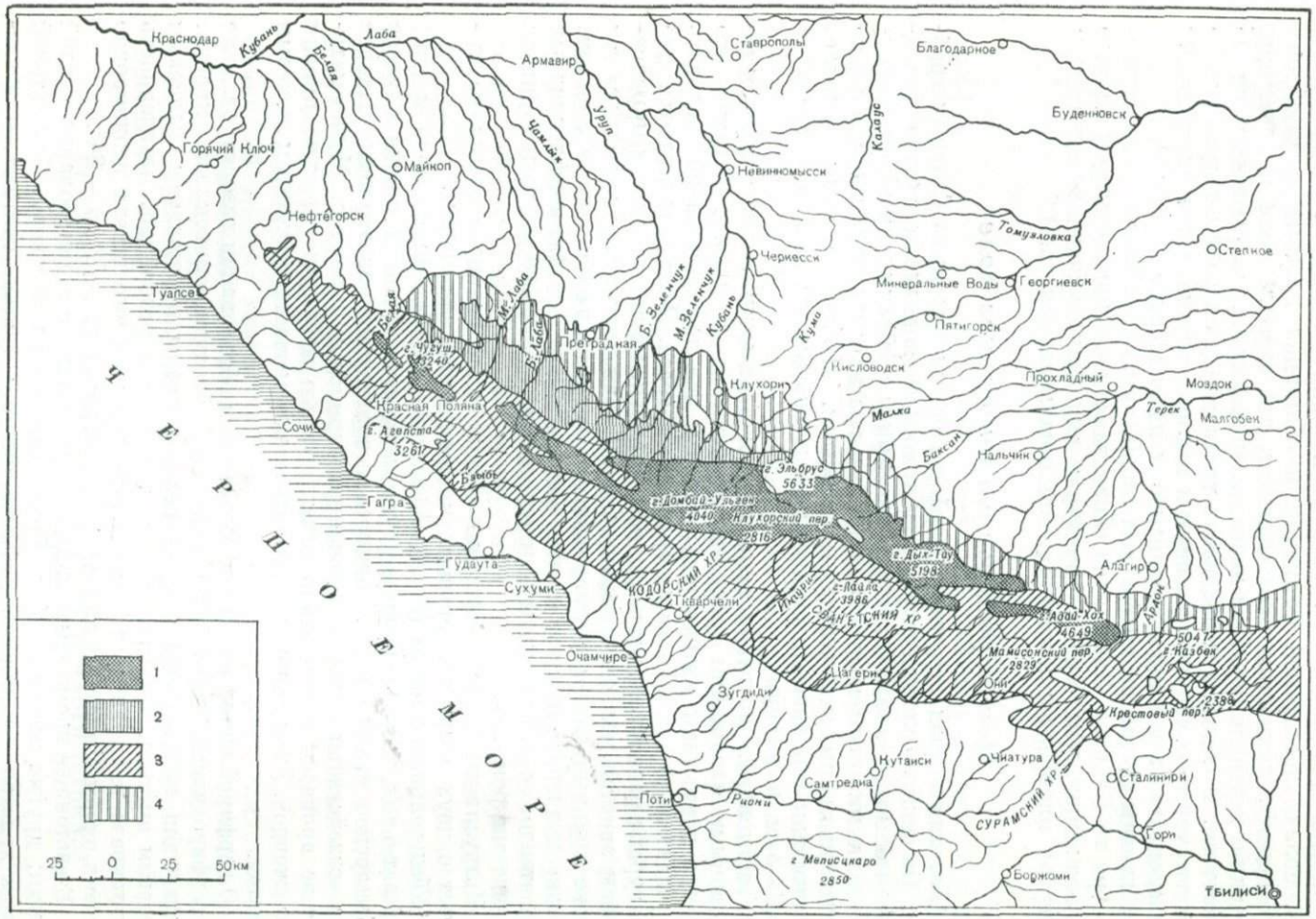

Рис. 19. Структурные поля (схема).

1— докембрийское структурное поле; *2* — поле палеозойской складчатости; *3*— южное поле юрской складчатости; *4*— поле северной платформы.

В общем приходится различать граниты магматические, так сказать, ювенильные, и немагматические, гранитизированные. Истолковывая происхождение Ильменского петрографического комплекса, Д. С. Белянкин выдвигал мысль о гранитизации для объяснения образования его сиенитов и гранитогнейсов. Этот же ученый указывал на возможность прогревания осадочных пород при крупных перемещениях земной коры. Прогревание приводит породы к магматизации, однако при непременном участии газовых флюидов, поднимающихся из земных глубин.

Как видим, на какой бы точке зрения ни стоять, возникновение гранитов возможно при больших вертикальных перемещениях горных пород земной коры, что приурочено к очень подвижным геосинклинальным областям ее. Необходимо также сильное раздробление древнейшего субстрата с глубоким погружением отдельных его полей.

Изучение гранитоидов Кавказа петрографом Кавказской экспедиции Г. Д. Афанасьевым привело его к выводу о вероятности формирования комплекса гранитоидов Главного хребта в несколько фаз. Гранитоиды интрудировали вследствие возобновляющихся тектонических импульсов длительного периода складчатости [по нашим предположениям,— каледонского (?), варисцийского (?)], вероятно, завершая ее отдельные фазы.

Весь процесс формирования комплекса в первом приближении обусловлен, по этому исследователю, прерывисто-последовательным внедрением гранодиоритовой, гранитной и аляскитовой магмы с промежуточным наложением процессов гранитизации и рудообразования, генетически связанных с последними магматическими фазами.

В естественную ассоциацию пород, слагающую комплекс гранитоидов Главного хребта, Г. Д. Афанасьев не включает пород основной и ультраосновной магмы. Габброиды и гипербазиты входят в состав дислоцированного субстрата и являются членами другой, более древней, ассоциации пород — уруштенского комплекса. Они испытывают воздействие со стороны интрузий комплекса Главного хребта и их подвижных компонентов, в результате чего образуются гибридные породы типа габбро-диоритов, сохраняющие черты древних пород и приобретающие особенности, вызванные воздействием гранитных интрузий цикла гранитоидов Главного хребта. Наиболее основные породы комплекса Главного хребта представлены диоритами, изредка — габбро-диоритами, являющимися гранодиоритами или гранитами, контаминированными путем ассимиляции пород субстрата.

Магматические фазы комплекса представлены гранодиоритами, серыми гранитами и аляскитами.

Гранодиориты залегают в форме батолитов; граниты и аляскиты имеют тела значительно меньших объемов.

Таким образом, упомянутый исследователь в суждении об образовании гранитоидов Главного хребта близко подходит к предположению Ф. Ю. Левинсон-Лессинга о самостоятельной гранитной магме. Что касается диоритов, то они представляют, по Г. Д. Афанасьеву, образования, возникшие в результате взаимодействия гранитной магмы с породами субстрата, т. е. они являются гибридными породами. Отсюда автор исключает диориты Южного склона, например Санчарского перевала, и др.

Приведенные соображения Г. Д. Афанасьева о гранитизационном происхождении диоритов и особенно порфировых микроклиновых гранитов Главного хребта не совпадают с распространенным суждением о порфировидных гранитах как магматических производных. Однако наблюдаемые в природе явления получают удовлетворительные объяснения с точки зрения Г. Д. Афанасьева, позволяют понять взаимоотношения древних гра-

нитоидов и расчленить их на отдельные фазы. Важно подчеркнуть, что, по данным Г. Д. Афанасьева, порфиробласты калиевого полевого шпата метасоматически образуются в апикальных частях отвердевших, но еще горячих интрузий, частью же в ореоле вмещающих пород. Растворы, производившие метасоматические образования микроклина, замещавшего плагиоклаз, поступали, по его мнению, из глубинных частей магмы.

Заканчивая свое исследование, Г. Д. Афанасьев приходит к заключению, что на примере гранитоидных интрузий Северо-Западного Кавказа вырисовывается реальность гранитной магмы, способной к интрудированию, передвижению в земной коре. Одновременно изученный материал подтверждает крупную роль инъекционно-метасоматических, гранитизирующих процессов. Эти процессы преобразуют породы субстрата, часто без их переплавления в изверженно-подобные породы, причем гранитизирующие флюиды связаны с той же магмой, за счет которой происходит формирование пород комплекса.

Изученный материал позволил выделить в пределах древней складчатой области, каковой является Северо-Западный Кавказ, два типа ассоциаций изверженных пород, включающих гранитные интрузии:

1) ассоциация гипербазиты — габброиды — тоналиты — натровые граниты — натровые аляскиты и аплиты;

2) ассоциация гранодиориты — граниты — аляскиты калиевого типа.

Последовательные интрузивные фазы такого состава дают серии разнообразных пород, обусловленные явлениями контаминации, ассимиляции и гибридизма соответствующей магмы.

Возраст гранитоидов Главного хребта довольно неопределенно называется Г. Д. Афанасьевым, как послекаледонский — донижнепермский. А. П. Герасимов и И. Г. Кузнецов доказывали, правда косвенными соображениями, — докембрийский возраст «серых» гранитов Главного хребта. Геологи Кавказской комплексной экспедиции склонялись к признанию палеозойского возраста для интрузий равномернозернистых гранитоидов, основываясь на их весьма свежем облике и на активных контактах их с осадочными, вероятно, палеозойскими породами по р. Кочерге, левому притоку р. М. Лабы, выше р. Ачипста. Литологически эти породы сходны с породами метаморфической толщи в бассейне р. Б. Лабы; толща эта отнесена В. Н. Робинсоном (1946 г.) к нижнему палеозою. Для верхней возрастной границы гранитоидов учитывался факт нахождения галек, совершенно аналогичных всем гранитоидам Главного хребта, в конгломератах нижней перми.

Стратиграфические обоснования, как видим, очень слабые; никаких новых данных после 1948 г. добыто не было.

Крупнозернистые порфирограниты, заведомо докембрийские, и «серые» мелкозернистые заведомо домезозойские гранитоиды, также древнейший кристаллический субстрат зоны Главного хребта, прорываются молодыми интрузиями гранодиоритового характера. Будучи открытыми на Кавказе в 1891 г. Ф. Ю. Левинсон-Лессингом, они подверглись многолетнему изучению Д. С. Белянкиным, назвавшим их, как уже сказано, неоинтрузиями. Оказалось, что они широко распространены по всему Кавказу.

Теперь среди неоинтрузий различают дотриасовые (гора Ятыргварта в бассейне р. Б. Лабы)[1], юрские (Абхазия, Тырны-ауз, Садон, Фаснал), третичные (Кароби, пятигорские лакколиты и др.). В дальнейшем последние

[1] Вряд ли палеозойскую интрузию горы Ятыргварта следует именовать «неоинтрузией» по наличию в ней анортоклаза. (*Прим. ред.*)

будем называть молодыми неоинтрузиями. Именно они входят в состав пород зоны Главного хребта, где открыты во многих местах. На северном склоне: Калько, Чач, Колка-кох, Саутиси-дон, Теп-дон (Казбекская группа), Орах-Ком, в Цейском ущелье по Ардону, Суар-Кому, Баду, гора Тепли, по Лья-дону, Донисар-дону, Сангути-дону, Сарди-дону, Тана-дону, перевал Штулу-вцек, ледники Моссота, Бартуй; по южному склону: Хвралиэто, Редеби, Порхишули, Ноцара, Цурунгал, Короби, Киртышо, Бак, ледник Айлама, Санчар, Аданге и др.

Замечательной петрографической особенностью пород этих интрузий является развитие в них кали-натрового полевого шпата с пониженным углом оптических осей, получившего название анортоклаза. В структурном отношении это гранитопорфировые разности с крупными вкрапленниками; породы с гранитной (монцонитовой) структурой встречены лишь в Сангути-донской интрузии, Суар-Комской, Саутиси-донской. Характерна гибридность пород, что особенно ярко выражено в полосе неогранитов Кардывач — Бак. Породы здесь возникли от смешения гранитового и диабазового материала.

Существенно отметить весьма значительные контактные изменения, вызываемые этими неоинтрузиями во вмещающих породах. В районах Тепли, Цены, Сангути-дона контактно-измененные поля очень обширны. Особенно ярко контактное воздействие неоинтрузий проявляется в аспидных сланцах лейаса, превращаемых в роговики — слюдяные, слюдяно-турмалиновые, андалузитово-серицитовые, корундово-андалузитовые, кордиеритовые и др. Достаточно ясно местами устанавливается значительность контактного поля: на первых десятках, реже — сотне метров от контакта наблюдаются роговики со слюдой (мусковит и биотит), турмалином, андалузитом, корундом, шпинелью, кварцем, полевым шпатом и тем или другим количеством сульфидов; на расстоянии 250—300 м от контакта — метаморфизованные глинистые сланцы содержат новообразованные кордиерит и биотит; в 500—600 м от контакта лежит зона сравнительно слабо измененных пятнистых сланцев со стяжениями углистого вещества и пятнистыми скоплениями слюдистого минерала; далее идут обычные аспидные сланцы, по виду неизмененные; однако наши исследования показали, что метаморфизующее влияние молодых неоинтрузий уходит далеко от непосредственного с ними контакта, сопровождаясь турмалинизацией, биотитизацией и графитизацией.

Значительно также воздействие молодых неогранитоидов на вмещающие их древние граниты. В них микроклин теряет двойниковую решетку и по облику приближается к анортоклазу, но угол оптических осей остается микроклиновым, большим; происходит перекристаллизация темных минералов, особенно монокристаллов биотита.

Исключительно велика металлогеническая роль молодых неогранитов, о чем скажем далее. Возраст их принимают как позднетретичный, основываясь на пересечении ими главного надвига, являющегося плиоценовым, и на активных контактах с третичными отложениями в лакколитах Пятигорья.

Сложенная докембрийскими кристаллическими сланцами и гранитоидами, а также гранитоидами молодых неоинтрузий зона Главного хребта протягивается на 400 км от верховьев р. Пшехи до Дарьяльского ущелья в форме длинной линзы с наибольшей шириной на меридиане Эльбруса, достигающей 40 км. Примерная площадь зоны — около 8000 км². Она по морфологическим особенностям может быть разделена на три части: центральную, восточную и западную. Центральная часть лежит между р. Ардоном и верховьями р. Б. Зеленчука; гипсометрически это наиболее

высокогорный отрезок Кавказа — область Сванетских и Дигорских Альп. Высота перевалов — не ниже 4000 м. Все они проложены по вечным льдам. Это суровая и малодоступная для сплошной геологической съемки часть Кавказа; на геологических картах она (за снятием ледникового покрова) изображается, как сплошное поле кристаллических пород. Однако ясно, что оно разбито многочисленными и разновозрастными разрывами на крупные продольные глыбы, вытянутые в общекавказском (т. е. с СЗ 310° на ЮВ 130°) направлении. Доказательно об этом говорит наличие узких и длинных полос нижнеюрских сланцев, зажатых в глубоких грабенах среди докембрия: полоса Загедан — Пхия — Архыз — София, полоса к северу от массива Дых-тау (5198 м), полоса к северу от массива Адай-хох (4649 м).

Мощный надвиг кристаллических пород на нижнеюрские сланцы южного склона указывает на то, что древнейший субстрат здесь резко оборван. Многочисленные пункты проникновения неогранитов и термоминеральные источники также свидетельствуют о глубокой раздробленности кристаллического массива.

Насколько резко на большой абсолютной высоте в 2000 — 2500 м обрывается кристаллический субстрат по южному краю, настолько постепенно и довольно полого он погружается на севере, вскрываясь далеко от осевой зоны в глубоких долинах, местами под самым Скалистым хребтом: по р. Уруху у сел. Донифарс (высота около 1000 м), по р. Малке у сел. Хабаз (900 м), по рр. Белой и Руфабго (высота около 600 м). Это дает основание ожидать сравнительно неглубокого залегания древнего кристаллического субстрата в равнинной части Предкавказья.

Можно, следовательно, представить, что на северном склоне центральной части Кавказа древний субстрат залегает в виде огромной пластины, высоко поднятой к югу и полого наклонной на север. Здесь она покрыта осадочными породами мезозоя и кайнозоя и создает типичное двухъярусное строение платформы.

Западная и восточная части зоны Главного хребта уже явно не представляют единого поля кристаллических пород: они здесь залегают отдельными участками среди мощно развитых терригенных отложений нижней юры. Чем дальше на восток и запад, тем площади докембрия становятся все меньше и все больше разобщаются обширными пространствами нижнеюрских отложений. Контакты,— то трансгрессивные, то тектонические,— определенно показывают крайнюю раздробленность кристаллического субстрата на многие разрозненные глыбы.

Особенной раздробленностью субстрата характеризуется восточная часть осевой зоны между долинами рр. Ардона и Терека. Здесь на протяжении 50—60 км разрозненные массивы древних кристаллических пород выступают в виде островов среди обширного поля нижнеюрских осадочных и вулканогенных отложений. Одним из таких массивов является много раз изучавшийся Дарьяльский. Все, что известно о его геологии, позволяет предполагать, что на глубине он не имеет корней и зажат в толще нижней юры. Это должно обозначать сильнейшую степень раздробления кристаллического субстрата в восточной части осевой зоны.

Отметим, наконец, что осевая зона рассечена поперек долинами рр. Терека и Ардона, верховья которых расположены уже у области структур южного склона. Это привело к образованию двух водоразделов на Кавказе.

Наличие зажатой в грабенах докембрия юры, а также уход ее под докембрий по южному краю осевой зоны отчетливо свидетельствуют о послеюрских движениях кристаллического субстрата. О молодом воз-

расте их говорят многочисленные неоинтрузии, недавний вулканизм и ныне действующие термы. Геоморфология зоны обусловлена происходящими и теперь глыбовыми перемещениями. Многие их этих глыб ограничены древними, домезозойскими и древнепалеозойскими разломами кристаллического субстрата, которые были в альпийский цикл омоложены и увеличены вновь возникшими. И. И. Бессонов (1938 г.), например, в своей работе о геологическом строении области верховьев р. Б. Лабы указывает, что юрские слои перекрыли также разрывы, возникшие до того в толще докембрия, один из которых можно видеть у высоты 2276 м, где он сопровождается мощной тектонической брекчией.

Итак, главный хребет, или осевая тектоническая зона, сложен глубоко метаморфизованными орто- и парагнейсами и кристаллическими сланцами. Интрузии гранитов и гранодиоритов проявились крупными плутонами, произведшими мигматизацию и гранитизацию вместивших их древнейших пород. Этот сложный комплекс преимущественно кислых образований минералогически и петрографически неотличим от южнорусского докембрийского щита и можно допустить, что осевая зона Западного Кавказа представляет обломок докембрийского субстрата земной коры, поднятого на большую гипсометрическую высоту и местами по разломам пронизанного неоинтрузиями разнообразного состава[1].

Зона палеозойской складчатости

Зона палеозойской складчатости совмещается с Передовым хребтом, который на отрезке р. Белая — р. Б. Зеленчук отчетливо выделяется как геоморфологический элемент северного склона, восточнее же сливается с Главным хребтом и различается лишь на некотором расстоянии как геологическое образование. Передовой хребет сложен рассланцованными конгломератами, филлитами, кристаллическими известняками, зеленокаменными формациями,— словом, породами много меньшей степени метаморфизации, чем докембрий Главного хребта. По возрасту накопления Передового хребта —палеозойские, и справедливо его выделение в палеозойскую тектоническую зону. Изверженные породы здесь преимущественно основные и ультраосновные, в фациях, скорее всего, гипабиссальных. Форма залегания — обычно в виде небольших пластовых интрузий, лакколитоподобных тел, даек, иногда штоков. Развиты процессы контаминации и гибридизма. Слабы и пространственно ограничены контакт-метаморфические воздействия.

Предлагалось совокупность основных интрузий Передового хребта объединить в офиолитовую формацию. Понятие это появилось в связи с изучением в Альпах основных и ультраосновных пород третичного возраста, считавшихся между собой комагматически связанными. Другие отрицают такую комагматичность. В общем группу офиолитов (перидотиты, змеевики, габбро, иногда диабазы, спилиты) некоторые отождествляют с габбро-пироксенито-перидотитовой формацией Ф. Ю. Левинсон-Лессинга.

Н. С. Шатский высказал мысль, что у северного подножия Передового хребта проходит часть южной границы Русской платформы по крупному тектоническому шву, глубинному разлому. Структуры палеозойских отложений хребта ориентированы широтно, а не в общекавказском направлении.

---

[1] Необходимо подчеркнуть, что в смысле неоинтрузий аналогии между Главным хребтом и южнорусским докембрийским щитом не наблюдается. (*Прим. ред.*)

Гипсометрически Передовой хребет достигает большой высоты, которая нарастает с запада на восток, что видно из таких примерных данных о высоте гор: Хацавитая — 1994 м, Бамбак-Чилик — 2475 м, Уруп — 3210 м, Речепста — 3212 м, Кинырчат — 3539 м (высшая точка Передового хребта), Морг-Сырты — 3140 м.

Передовой хребет нацело пропилен поперечными глубокими долинами рр. М. Лабы, Б. Лабы, Б. Зеленчука, Маруха, Аксаута (от слияния двух последних рек возникает р. М. Зеленчук). Глубина пропила достигает 1000 м и более, что обусловливает наличие огромных обнажений. Однако сложные тектонические взаимоотношения вследствие значительного количества крупных разрывов, метаморфизованность многих свит, предельно слабая палеонтологическая охарактеризованность — не дают возможности установить надежно документированную стратиграфию.

В настоящее время принятой является схема стратиграфии палеозоя Передового хребта, разработанная В. Н. Робинсоном. Выделяются три отдела: нижнепалеозойский (кембрий и нижний силур), среднепалеозойский (верхний силур, девон и нижний карбон), верхнепалеозойский (средний и верхний карбон и пермь).

В основании разреза лежит толща кристаллических пород докембрия. В палеозойских отложениях указываются многочисленные перерывы осадконакопления: между кембрием и верхним силуром, перед девоном (?), между турнейским и визейским ярусами, между последним и намюрским или карачаевской серией (?), между последней и вестфальским ярусом, между верхним карбоном и нижней пермью, внутри нижней перми, между нижней и верхней пермью, внутри верхней перми.

Суммарная мощность нижнего палеозоя — до 3500 м. В нем различаются три свиты: нижняя (M_1) — зеленокаменные породы и сланцы с неизвестным (согласным или несогласным) залеганием на докембрии; средняя свита (M_2) — известняки с археоциатами; верхняя (M_3) — различные метаморфические сланцы.

Общая мощность среднего палеозоя — до 5000 м. В основании залегают конгломераты и кварцы (до 2000 м), выше — известняки (до 300 м) и вновь песчаники и сланцы. Нижний и средний девон сложены в значительной части зеленокаменными породами, возникшими из вулканогенных. Мощность верхнего палеозоя—более 5000 м. Породы его очень слабо метаморфизованы и состоят из 3 свит: континентально-лагунные угленосные отложения среднего и верхнего карбона; красноцветные континентальные грубообломочные отложения нижней перми и морские осадки верхней перми.

Магматические проявления не были сильными: интрузивные тела имеют малые размеры. Указывают такую последовательность изверженных пород: нижний девон — порфириты, альбитофиры, кварцевые порфиры, альбититы; турнейский ярус—диабазы и порфириты; визейский и намюрский ярусы — перидотиты, габбро и габбро-диориты, сиенито-диориты и кварцевые диориты, гранитоиды.

Такова общая картина стратиграфии Передового хребта. Однако она много сложнее, если давать не усредненную характеристику, а составлять стратиграфические колонки по геологическим сечениям хребта в разных его частях. Приведем опубликованные данные различных авторов (табл. 7—10).

Наряду с приведенными фактическими данными мы располагаем дополнительным материалом, собранным работниками Кавказской экспедиции. По ее поручению, в бассейнах рр. Белой и Б. Лабы Передовой хребет изучался Г. Д. Афанасьевым, А. Д. Миклухо-Маклаем, А. М. Данилевич,

Таблица 7

Стратиграфическая колонка верховьев рр. Кяфара и Б. Зеленчука (по Г. Е. Пилюченко, 1938 г.)

Возраст	Характеристика пород, мощности, перерывы
C_3 и C_2	Конгломераты, грубозернистые песчаники, кварцевые порфиры и их туфы, песчаники туфогенные, песчанистые и кремнистые сланцы, глинистые сланцы: мощность 1200—1300 м.
	Перерыв. Колебательные движения, трансгрессия C_2 на разные горизонты D_1 и S. Галька базального конгломерата из неокатанных обломков из змеевика (Кяфар-Агурский водораздел), из кристаллических сланцев (на северном склоне горы Чилик 2-й), из диоритов и габбро-диоритов (в верховьях р. М. Кяфара)
Pz_1(?)	Метаморфическая толща. Нижняя сланцево-конгломератовая свита, известняковая свита, верхняя сланцевая свита; мощность 150 м
	Перерыв (?). Контакты с Pz_2 и Pz_3, тектонические
PCm	Гнейсы, кварцево-слюдяные сланцы; вверху — аркозовые песчаники и кварц,рогово-обманковые сланцы

Таблица 8

Стратиграфическая колонка по верховьям рр. Б. Зеленчука и М. Зеленчука (рр. Ишиш и Кызгыч в зоне Передового хребта)

Возраст	Характеристика пород, мощности, перерывы
J_1^{3t}	Черные, тонко разлистованные глинистые сланцы (долина р. Архыза), песчаники светло-серые, тонкоплитчатые (гора Морг-Сырты) с растительными остатками плохой сохранности; мощность до 500 м (песчаники)
	Длительный перерыв; предтоарский орогенез; трансгрессия песчаников J^{3t} на граниты (Мухинский перевал) и на P_1 (на горе Морг-Сырты)
P_1	Континентальная красноцветная толща с гальками кварца, гранита, метаморфизованных пород Главного хребта; мощность до 800—1000 м
	Длительный перерыв
Pz (?) (M_1)	Окварцованные, плотные, темнозеленые метаморфические сланцы с линзами известняка (в долине р. Кызгыча); мощность до 300 м
PCm	Слюдяные кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболовые кристаллические сланцы, амфиболиты, мелкозернистый мрамор (в верхах толщи)

Таблица 9

Стратиграфическая колонка по рр. Маруху и Аксауту в зоне Передового хребта (по В. Н. Робинсону)

Возраст	Характеристика пород, мощность, перерывы
J_1^{3t}	Песчаники белые и серые с линзами конгломерата, с растительными остатками, пелециподы и криноидей
	Перерыв; трансгрессия J_1^{3t} на Р, С (гора Морг-Сырты и перевал Чечет-чат), на гнейсы и граниты (*Мухинский перевал, зона Главного* хребта)
P_1	Красноцветная свита с порфиритами и альбитофирами (по р. Аксауту); мощность 300 м (*горы Кынырчат*)
C_3 и C_2	Продуктивная свита; конгломераты, песчаники, глинистые сланцы с углями; угленосность — внизу, здесь же прослои кварцево-*порфиритовых туфов, местами кварцевых порфиров*; внутри этой единой толщи — горизонт крупного конгломерата с галькой из кристаллических пород; мощность 1500 м
	Перерыв; колебательные движения, трансгрессия C_2 на D_3 по р. Аксауту, а по р. Маруху — на граниты и гнейсы
D_3	Темносерые известняки (мощность 100 м); *серые глины*, сланцы с прослоями, песчаники с известняком (мощность 40 м) и мергелистым известняком с фауной (мощность до 500 м)
	Перерыв; трансгрессия D_3 на метаморфические породы
Pz (?) и частью PCm	Темнозеленые, фиолетовые хлористые и серицито-хлоритовые известковистые сланцы; вверху — прослои мрамора (южная часть Маруха); по р. Аксауту выходов нет

В. Н. Робинсоном, в бассейнах рр. Кяфара, Б. Зеленчука, Маруха и Теберды — Г. Д. Афанасьевым, А. Д. Миклухо-Маклаем, особенно А. А. Каденским, в бассейне р. Баксана — Д. С. Кизевальтером, А. В. Пэк, ранее И. Г. Кузнецовым.

При рассмотрении данных различных исследователей прежде всего устанавливаются локальность и отрывочность распространения ряда стратиграфических элементов палеозоя, слабая палеонтологическая документация, умеренная мощность каждой системы, условность установления стратиграфического уровня, особенно нижнепалеозойских свит. В. Н. Робинсон отмечает отсутствие перерыва между докембрием и метаморфической толщей на водоразделе рр. М. Лабы и Б. Лабы, т. е. здесь все до подошвы известняков с археоциатами может оказаться докембрием. Названный автор указывает на непосредственное налегание пород среднего палеозоя на метаморфическую серию нижнего палеозоя по р. Маруху к западу от горы Джелтмесс. Это наблюдение, лишая четкости стратиграфическое расчленение, в то же время полностью отрицает проявление здесь не только каледонского орогенеза, но и вообще сколько-нибудь заметных предсреднепалеозойских движений земной коры.

Таблица 10

Стратиграфическая колонка Тырныаузского рудного поля (по. Д. С. Кизевальтеру, 1948 г.)

Возраст	Характеристика пород, мощность, перерывы
J_1^{3t}	Черные аспидные сланцы (Мукуланская свита) и песчаники
	Длительный перерыв; орогенез; трансгрессия J^{3t} на кристаллические сланцы
P_1	Красноцветная толща (встречается отдельными глыбами)
C_3	Конгломераты, песчаники зелено-серые, плохо сортированные; лежат трансгрессивно на PCm (водораздел рр. Сахашиль и Гирхожана); мощность до 200 м
C_3 и C_2	Конгломераты, коричнево-серые песчаники и темные глинистые сланцы (литологически очень напоминают верхний лейас); флора, переходная от C_2 к C_3; мощность 500 м
	Перерыв; C_2 лежит трансгрессивно; резкое несогласие
C_1	Вулканогенные образования, им подчинены нормально-осадочные с известняками (Карачаевская, Тырныаузская, Центральная свиты); основание не вскрыто; в известняках — брахиоподы и кораллы плохой сохранности, в кремнистых сланцах — радиолярии; мощность 2200 м
Pz_1	Перерыв. Резкое несогласие.
	Джувургенская свита; зеленые и серые метаморфические породы: известковистые сланцы, кварцево-хлоритово-серицитовые, туфогенные песчаники, порфир; основание не вскрыто; мощность 400 м
(?)	Аманчатская свита между рр. Баксаном и Кестанты (мощность до 2000 м); катаклазиты и милониты, рассланцованные песчаники, тонкозернистые кварцево-полевошпатовые сланцы, слюдяные и хлоритовые сланцы; все разбито разломами на 3 подзоны; мощность до 2000 м
PCm	Кристаллические сланцы; лежат вне пределов Тырныаузского рудного поля

Д. С. Кизевальтер сопоставил разрезы палеозоя Тырныаузской части Передового хребта, разработанные разными авторами, и наглядно показал, как одни и те же толщи принимались то за низы, то за верхи всего разреза. Понимание тектоники этих толщ также различно.

Без надежной стратиграфической основы весьма шатки все попытки разобраться в возрасте магматических производных Передового хребта, Г. Д. Афанасьев отмечает исключительно важное обстоятельство: среди кристаллических пород этого хребта большое место занимают гибридные образования и гранитизированные массы. Обычно принимают Передовой хребет за антиклинальную структуру, в основании которой залегают кристаллические сланцы докембрия, а также метаморфические сланцы и известняки, условно относимые к нижнему палеозою. В этот суб-

страт внедрены основные и кислые интрузии. Г. Д. Афанасьев описывает широко и весьма сильно протекавший здесь натриевый метасоматоз, глубоко переработавший и вмещающие, и интрузивные породы выделяемого им Уруштенского комплекса. Большим распространением пользуются метасоматиты, выраженные светлыми массивными огнейсованными мелко- и среднезернистыми породами гранобластической структуры. Они возникли в результате метасоматического преобразования сланцев и альбитофиров докембрия, и не имеют нормального магматического характера.

Кислые интрузии гранитизировали габброидные породы, превратив их в полевошпатовые амфиболиты: такому же воздействию гранитов и натровых аляскитов подверглись и тоналиты хребта Б. Балканы, будучи альбитизированы, амфиболитизированы и эпидотизированы.

Базификация кислых пород и гранитизация амфиболитов и змеевиков в Передовом хребте весьма распространены. Это заставляет с еще большей осмотрительностью подходить к определению возраста различных интрузий и внушает новые сомнения по поводу имеющихся в литературе попыток стратифицирования этих интрузий. Породы претерпели здесь столь сильные изменения, что все они по составу не отвечают каким-либо определенным магматическим типам, а поэтому чрезвычайно трудно различить последовательные члены родственных изверженных комплексов.

В сложении Передового хребта участвуют породы так называемых малых интрузий. Внедрение их связывают с дизъюнктивными дислокациями общекавказского простирания. От долины р. Теберды до долины р. Уруштена малые интрузии или образуют однородные мелкие тела, или осложнены последующими тектоническими перемещениями. Предположительно отдельным малым интрузиям приписывают форму мелких вытянутых штоков, эллипсов. Те и другие ориентированы согласно с общей структурой зоны. К малым интрузиям отнесены: Даховская, Сахрайская, Магишо, Ятыргварта, Ахцархва, М. Балканы, Индышская, Аманкол, Малкинская. Степень изученности их неравномерная и далеко недостаточная. Один лишь массив Ятыргварта подвергался наиболее подробному исследованию В. А. Затоковенко (1941 г.), применившим методику структурного анализа магматических плутонов. В. А. Затоковенко разработал представление об интрузии горы Ятыргварта, как о дискордантном, сложном трещинном плутоне третьей порядковой величины. Этот исследователь пришел к выводу о дисгармоничности внутренней тектоники массива с тектоникой вмещающих пород. В формировании плутона Ятыргварты В. А. Затоковенко различал шесть фаз внедрения магмы, которая кристаллизовалась последовательно от габбро до гранитов. Согласно В. А. Затоковенко, каждая фаза внедрения магмы была самостоятельной, и магма заполняла обособленные полости, причем гранодиориты (V фаза) проникали в полости с северо-западным простиранием южных стенок и с юго-западным падением, тогда как эвкрит, лейкократовое габбро и габбро-диорит (I, II и III фазы) занимали полости северо-восточного простирания с преобладающим падением стенок на северо-запад.

На площади в 16 км² В. А. Затоковенко заснял три плутона: эвкритовый — в центре (около 1,5 км²), лейкократово-габбро-гранодиоритовый — в верховьях р. Местыка (около 2 км²), гранодиоритовый и кварцево-диоритовый — при стыке хр. Ахцархва и М. Балканы (около 6 км²).

Отдавая должное интересному исследованию В. А. Затоковенко, необходимо, однако, указать, что доказательность его представлений вызывает

сомнения. Прежде всего в тектонической обстановке Кавказа нельзя оперировать структурным анализом узко локально, не проделав соответствующих изучений более или менее значительного региона. Весьма существенно также учитывать исключительно сильное и широко распространенное явление гранитизации, глубокого метасоматоза, испытанного многочисленными породами Передового хребта. В. А. Затоковенко, упустив это из вида, не мог придти к правильным решениям о последовательности и самостоятельности интрузий. Например, эвкриты горы Ятыргварта своим непостоянным составом и минералогическими особенностями весьма напоминают амфиболизированные и биотитизированные породы, возникшие вследствие гранитизации молодыми интрузиями древнего субстрата. То же надо сказать о лейкократовом габбро (II фаза), имеющем пестрый состав и непостоянное содержание амфибола и биотита. Вызывает сомнение самостоятельность III интрузивной фазы даек кварцевого габбро-диорита, так как по составу он неотличим от прорываемой породы. Кварцевые диориты IV фазы также могут не быть результатом самостоятельного внедрения магмы, а представляют измененные — под воздействием молодых интрузий — породы субстрата.

Сложность тектоники осадочных толщ, многочисленность крупных сбросовых нарушений, большая развитость явлений метасоматоза и гибридизма среди магматических пород, как мы видели, в высшей степени затрудняют установление возраста различных геологических событий в течение палеозоя в западной части Передового хребта. В этом отношении геолог не находит более удовлетворительных условий и в средней, и в восточной частях этого хребта. Для краткой характеристики воспользуемся данными А.А. Каденского, проведшего особенно подробные работы в массиве Абишира-Ахуба.

Начиная от гребня этого массива до широтных отрезков р. Кяфар-Агура и Кяфара в естественных обнажениях видно погружение пород среднепалеозойской метаморфической толщи на север. Эта толща в западной части Абишира-Ахуба слагает крупную антиклиналь общекавказского простирания, которое переходит в широтное в восточной части в хр. Эхреску. Южное крыло антиклинали оборвано большим Архызским разрывом, и только местами уцелели части этого крыла; например, над лесопунктом Верхней Архыз от перевала к Кяфар-Агуру сланцеватые известняки (D) падают на ЮЗ 245° ∠24°.

Антиклинал усложнен складками второго порядка с простиранием осей, близким к меридиональному. Они устанавливаются на всем протяжении от хр. Эхреску до верховьев р. Ацгары. Маркирующими эту тектонику являются кристаллические известняки, которые образуют обрывы вблизи перевальной линии хр. Абишира-Ахуба. Две складки наблюдаются между горой Джамараклы-Тюбе и западным бортом Кяфарского цирка.

Продольные и поперечные разрывы осложняют описанную структуру. Разрыв со смещением до 2000 м проходит вдоль южного склона Передового хребта; другой разрыв совмещается с широтным отрезком р. Кяфар-Агура. В общем хребты Абишира-Ахуба и Эхреску представляют систему горстов и грабенов.

Далее на восток, в бассейнах рр. Маруха и Аксаута палеозойские образования также разбиты Марухским разрывом, установленным В. Н. Робинсоном. По этому разрыву опущено восточное крыло, вследствие чего, по В. Н. Робинсону, породы метаморфической толщи в районе Аксаута нигде не выступают на дневную поверхность и скрыты там под мощными отложениями карбона. Породы метаморфической толщи появ-

ляются вновь уже в бассейне р. Теберды по сложному ступенчатому Гидамскому разрыву.

Итак, поле палеозойской складчатости — Передовой хребет — сложено в основном палеозойскими отложениями. Особенно распространены девонские и нижнекаменноугольные морские накопления, дислоцированные и метаморфизованные до степени филлитовых сланцев, кварцитов, кристаллических известняков и зеленокаменных пород. Фаунистически документированный нижний палеозой известен в двух далеко друг от друга лежащих местах; в остальных он выделяется условно по степени метаморфизма — большей, чем средний палеозой, и меньшей, чем докембрий. Однако в бассейне рр. Белой и Б. Лабы между нижним палеозоем и докембрием нет перерыва. Вероятно, границу надлежит поднимать выше, что значительно уменьшает роль нижнепалеозойских пород в сложении Передового хребта.

Средний, верхний карбон и пермь выражены, кроме верхней перми, в континентальных угленосных и красноцветных фациях, представляя скорее всего осадки наплитного и частью молассового типа, которые дислоцированы слабо и не метаморфизованы.

Изверженные породы обычны в форме небольших пластовых интрузий, лакколитоподобных тел, даек, иногда штоков. Возрастное распределение этих пород: порфириты, альбитофиры, кварцевые порфиры, альбититы и кварцевые альбититы — нижнедевонские; диабазы и порфириты — турнейские; перидотиты, габбро и габбро-диориты — визейские, намюрские. Явно преобладание основных и ультраосновных пород в гипабиссальной фации. Сильны здесь процессы гибридизма и контаминации. Магматизм Передового хребта, как видим, резко отличен от магматизма Главного хребта. В восточной периферии (зона Тырны-ауза) распространены мезозойские гранитоиды[1].

Складчатость, сформировавшая поле Передового хребта, предсреднекарбоновая, судетская. В местах развития верхнепалеозойских накоплений имеется двухъярусная плитная структура с герцинским фундаментом.

Вся структурная площадь палеозойской складчатости осложнена последующими многочисленными разломами, превратившими ее в наблюдавшуюся теперь горсто-грабеновую систему Передового хребта.

Южной рамой этого структурного поля является докембрийский щит Главного хребта; северная рама построена двухъярусной платформой с докембрийским кристаллическим фундаментом. Эта рама в области поперечного Кабардино-Ставропольского поднятия сливается с южной, вследствие чего поле палеозойской складчатости получает форму треугольника, раскрытого на запад.

Как показывает геологическая история, в нижнепалеозойские времена докембрийский субстрат начал прогибаться, и возникла неширокая борозда. Она приобрела значительную подвижность, обычную для геосинклинальных участков земной коры. К концу нижнего карбона в этой подвижной полосе накопилась значительная по мощности серия преимущественно терригенных, песчано-глинистых и в меньшей массе вулканогенных отложений. Они подвергались судетской складчатости с соответствующими магматическими проявлениями. Верхнепалеозойские толщи отлагались уже на более устойчивом субстрате. Некоторая подвижность сохранялась лишь на западе, где возникли морские серии верхней перми и триаса.

[1] По последним данным, определения абсолютного возраста границы Тырны-ауза третичные. *(Прим. ред.)*

Подвижное, геосинклинальное поле развилось на небольшой площади Кавказского хребта, получило не очень глубокое погружение субстрата и существовало сравнительно недолгий отрезок геологического времени. Все это обусловило умеренную мощность геосинклинальных осадков, незначительный по интенсивности метаморфизм и маломощные магматические проявления.

Поле юрской складчатости

Поле юрской складчатости располагается на южном склоне, занимая достаточно широкую его полосу с распространением нижне- и среднеюрских отложений, а также верхнеюрско-нижнемеловых в фации флиша. Это поле выходит за пределы территории, на которой велись работы кавказской экспедицией за последние годы, вследствие чего здесь будет дана самая краткая его геологическая характеристика.

Нижнеюрские образования представлены в юрском складчатом поле нижним, средним и верхним лейасом. Нижний лейас сложен конгломератами, кварцитовыми песчаниками, вулканогенными спилито-диабазовыми породами, филлитизированными сланцами большой мощности. Средний лейас — аспидные сланцы, в нижних частях графитизированные, мощностью до 2500 м. Верхний лейас представлен песчаниково-глинисто-сланцевыми толщами, не метаморфизованными, до 2000 м мощности. В верхах их разрезов появляются туфы, туфобрекчии и порфириты, нацело слагающие затем мощный среднеюрский комплекс до 3000 м.

К верхней юре и частично к нижнему мелу причисляют большую толщу во много сотен метров флишевых накоплений, залегающих в мульде крупного синклинория, который рассекают верховья рр. Лиахвы, Цхенис-Цхали, Ингури. Западное окончание синклинория срезается надвигом на него докембрийского щита Главного хребта.

Слои нижнего и среднего лейаса дислоцированы настолько интенсивно, что по существу на всем протяжении данного тектонического поля они представляют серию изоклинальных складок, опрокинутых на юг и по северному падению уходящих под кристаллический докембрийский комплекс Главного хребта. Слои верхнего лейаса и доггера дислоцированы значительно более слабо. На их размытую поверхность трансгрессивно и с угловым несогласием ложатся полого падающие в южные румбы верхнеюрские и более молодые отложения, преимущественно карбонатных фаций и умеренной мощности.

Огромная толща нижне- и среднеюрских накоплений, метаморфизованность части их и в целом значительная дислоцированность свидетельствуют о геосинклинальных условиях в это время рассматриваемой части Кавказа. Геологический возраст и стратиграфическая последовательность набора таких фаций, как конгломераты, песчаники, вулканогены, аспидные сланцы, флиш, дают возможность понять, что геосинклинальный режим здесь заложился в начале лейаса и закончился перед верхней юрой[1].

По сравнению с палеозойской эта юрская геосинклиналь развилась на значительно большей площади, распространившись по всему южному склону, уходя далеко на запад в область горного Крыма; на востоке она расширялась и захватывала северо-восточное крыло Малого Кавказа почти до оз. Севана.

[1] Утверждение об окончании геосинклинального режима уже перед верхней юрой вряд ли справедливо. (*Прим. ред.*)

Объем открывшейся геосинклинали обеспечил мощность накопления осадков, их специфическую фациальность и значительное проявление магматизма эффузивного и, слабее, интрузивного. Однако кратковременность жизни этой юрской геосинклинали сказалась все же недостаточным размахом магматической деятельности.

Поле двухъярусного строения

Поле двухъярусного строения является структурой северного склона и обширной Предкавказской равнины. В восточной части от рр. Терека до Баксана оно непосредственно примыкает к докембрийскому щиту Главного хребта; далее на запад южной рамой этого поля служит палеозойская структура Передового хребта.

Описываемая площадь сложена двумя структурными этажами. Первый представляет докембрийский кристаллический фундамент земной коры и является южным продолжением субстрата Русской плиты. На Кавказе он высоко поднят и лежит огромной наклонной на север пластиной, южный край которой обнажен в щите Главного хребта при высотах от 3000 до 4500 м. Отсюда докембрийский субстрат довольно спокойно погружается на север, опускаясь под Предкавказской равниной на значительные глубины: под Ставропольской возвышенностью его следует ожидать на отметках не менее 500 м ниже уровня моря, под Кубанской и Терской впадинами — на отметках не менее нескольких тысяч метров ниже уровня моря. Как видим, получается огромная разница в гипсометрии докембрийского субстрата на юге и севере рассматриваемого тектонического поля. Нельзя понять эту разницу, если не допустить, что кристаллический субстрат разломан на глыбы, которые имеют самостоятельные движения. Такое представление может исходить, помимо общих соображений, из фактов обнажения отдельных частей субстрата на различных высотных отметках во многих местах. Известны выходы субстрата в Даховском и Сахрайском массивах на высотах около 600 м в бассейне р. Белой; там же по балке Руфабго — на 400 м, под Скалистым хребтом; по р. Баксану — на 1000 м; по р. Харесу в горе Кубус — на 1300 м; по р. Уруху ниже Мацуты — на 800 м; по р. Садону в массиве Згид — на 2045 м; там же в Садонском массиве — на 2000 м, по рр. Архону — 1800 м, Джими-дону — на 1600 м, Фиаг-дону — на 2100 м.

Первый структурный этаж, как можно видеть, имеет горсто-грабеновое строение. Наличие отдельных пятен нижнепалеозойских отложений указывает на то, что раздробление докембрийского субстрата началось в те отдаленные времена. В девоне это раздробление привело к формированию палеозойской геосинклинали Передового хребта. Однако на юг от последнего докембрийский субстрат распространялся до Дзирульского массива и даже южнее. Только перед нижней юрой субстрат подвергся новому, особенно сильному раздроблению, в результате чего заложилась обширная юрская геосинклиналь южного склона. На севере же субстрат получил значительную подвижность, что вызвало обширные трансгрессии сюда юрских морей, частые колебания их дна, приводившие к многочисленным перерывам отложений осадочных пород, к трещинным подводным излияниям магмы, затем к центральному вулканизму, местами действовавшему субаэрально, наконец, к накоплению нижне- и среднеюрских слоев в несколько сотен метров мощности и созданию второго структурного этажа.

В строении его устанавливаются две обширные впадины — западная между рр. Белой и Кубанью и восточная — Дигорско-Осетинская; между

ними — Баксано-Черекское поднятие. Это структура второго порядка. Западная впадина оконтуривается отчетливее восточной, так как на юге, западе, востоке и местами севернее вскрывается первый этаж — докембрийский субстрат. В пологой впадине, слегка наклоненной в северные румбы, покровные породы образуют несколько структур третьего порядка— плоских мульд.

Восточая впадина выражена менее отчетливо, особенно на востоке и на севере. Но в этой впадине с большой наглядностью выявляется раздробленность субстрата, отдельные глыбы которого, высоко залегая, образуют ядерные части куполовидных поднятий, характерных для строения второго структурного этажа. Эти поднятия выше указаны и перечислены.

Создание внутренних структурных особенностей щита Главного хребта произошло под воздействием докембрийских складчатых движений земной коры; строение поля палеозойской складчатости — Передового хребта сложилось в раннегерцинские эпохи горообразования; в геосинклинальной полосе южного склона и на кратогеновой платформе северного склона формирование внутреннего строения шло в киммерийские фазы складчатости — предтоарскую, предверхнеааленскую и предкелловейскую. Эти фазы оказались главнейшими в создании структур горного Кавказского сооружения. Деформации земной коры во все названные отрезки геологической истории были как пластическими, так и разрывными, причем огромное значение в распределении фаций, мощностей и в дальнейшем — структур второго и третьего порядков имели глыбы докембрийского субстрата.

Альпийский цикл ознаменовался возрождением разновозрастных разломов, увеличением их новыми, и подчас большого размаха, движениями, которые вызвали сближение структурных полей, взаимное надвигание некоторых из них и большой подъем всей массы, превративший ее в горное сооружение; оно явилось сочетанием разновозрастных структур.

VII. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ДЛЯ ПОИСКОВ И РАЗВЕДОК ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Известно, что в развитии геологических структур и формировании в них полезных ископаемых ведущими процессами оказываются горообразовательные движения. Изученная экспедицией площадь Кавказа, как выяснилось, представляет мозаику структур докембрийского, нижнегерцинского, киммерийского и альпийского циклов. С каждым из них связаны одна или несколько магматических генераций, и, следовательно, теоретически появлялось столько же возможностей металлогенеза. Каждый цикл развития крупных структурных элементов приводил к серии чередующихся режимов — морских и наземных, с присущими им геохимическими особенностями, которые могли обеспечивать образование и накопление соответствующих полезных ископаемых.

Для понимания геологии известных месторождений в пределах изучавшейся части Кавказа и оценки перспектив края в горнопромышленном отношении мы будем исходить из тех тектонических полей или структур первого порядка, которые выше были нами выделены и кратко охарактеризованы.

Щ и т Г л а в н о г о х р е б т а, вследствие испытанных им геологических событий, должен привлекать наше внимание своим металлогенезом. Последний может связываться и с древними интрузиями, и с неоинтрузиями. Что касается древней металлогении, то, распознавая

ее, необходимо учитывать глубину эрозионных срезов, несомненно, большую и в то же время разную в различных глыбах. Уже в предыдущем обобщении Кавказской экспедиции было установлено, что ведущими металлами, связанными с древними гранитами, надо признать вольфрам, сурьму, молибден, олово, встреченные в ряде уже описывавшихся мероприятий; меньшее значение имеют железо и медь.

Устанавливается широкая зараженность древних гранитов и гнейсов вольфрамом.

Металлогения, обусловленная внедрением молодых интрузий в массив щита Главного хребта, проявлена там весьма отчетливо. В обобщениях Кавказской экспедиции ясно определен редкометалльно-мышьяковый пояс, ограниченный с севера сбросом, прослеживаемым от сел. Новый Ларс до р. Баксана, с юга — сбросом, который простирается от сел. Джавы до сел. Уцера. Подмечена двоякая группировка рудопроявлений в этом поясе: одни — вокруг отдельных неоинтрузивных магматических центров (Казбекский, Теплинский, Сангуты-Донский, Лабода-Эдена и др.), другие связаны с широтно ориентированными тектоническими нарушениями.

Поле палеозойской складчатости Передового хребта, сформированное нижнегерцинским орогенезом, местами имеет двухэтажную, как бы платформенную конструкцию. Нижний складчатый структурный этаж сложен несильно метаморфизованными сланцами, содержащими внедрившиеся жилы и штоки основных и кислых пород, петрографически эквивалентных подобным же магматическим образованиям Урала и Казахстана.

Второй структурный этаж имеет другое сложение и другую геологическую историю, обычную для покровной толщи наплитного образования. Отсюда естественно ожидать металлогенеза, связанного с нижним структурным этажом, и литогенетических полезных ископаемых во втором этаже.

Согласно данным А. А. Каденского, метаморфизованная вулканогенно-осадочная свита среднего палеозоя Передового хребта интрудирована кварцевыми порфирами, альбитофирами и плагиогранитами; в то же время свита широко пиритизирована. Это следует связывать с действием растворов, шедших вслед за указанными интрузиями. Следует отметить находки свинцового блеска, цинковой обманки и халькопирита в многочисленных кварцевых и кварцево-карбонатных жилах, секущих породы среднего палеозоя и связанных с плагиогранитами. Полагают, что эти жилы оказали большое влияние на золотоносность некоторых районов Передового хребта. Так, например, Пазюк некоторые золотоносные россыпи этой области полностью относит за счет оруденения от кварцевых и кварцево-карбонатных жил с сульфидами.

Еще П. И. Лебедевым (1930 г.) подчеркивалась перспективность ультраосновных пород, протягивающихся рядом выходов от р. Белой до р. Баксана и объединяемых в перидотитовый пояс Передового хребта. К таким выходам принадлежат: Уруштенская интрузия по р. М. Лабе, по р. Адгаре, Кизильчукский или Кяфарский массив (28 км^2), гора Джемараклы-Тюбе (8 км^2), гора Лысая по р. Теберде, Нижне-Сентинский выход на ней же, мелкие тела серпентинитов по р. Кубани и массив на р. Малке (140 км^2). Вмещающими породами оказываются различные метаморфические и нормально осадочные образования от докембрия до нижнего карбона включительно.

На контакте габбро и серпентинитов с метаморфической толщей в верховьях балки Церковной южного склона хребта Эхреску находится

месторождение магнетитовых корундитов и корундовых магнетитов, образующих неправильной формы тела и линзы. Следует более подробно осветить указанный контакт для определения промышленного значения на корунд и титаномагнетит.

А. А. Каденский отмечает полную аналогию интрузивного комплекса ультрабазитов Передового хребта с хромитоносно-асбестоносными ультраосновными интрузиями Алапаевского, Баженовского, Хабаринского, Полтавского и Халиловского массивов Урала. На Урале различают платиноносный и хромитоносно-асбестоносный типы ультраосновных и основных формаций. Ультрабазиты Северного Кавказа отвечают второму — хромитоносному типу. Следует иметь в виду, что с такой формацией на Урале связаны многие промышленные хромитовые и асбестовые месторождения. Характерно, что возраст этих уральских интрузий датируется концом девона или нижним карбоном. Сюда же надо причислить и интрузии Казахстана. В геологической обстановке Передового хребта значительные скопления хромита можно ожидать в крупных телах ультрабазитов в верхах метаморфической толщи, например, г. Джемараклы-Тюбе.

Перекристаллизация и доломитизация известняков на контакте с серпентинитами Передового хребта напоминают подобное явление в Северско-Полевском районе Урала, где недавно открыто месторождение природно легированных бурых железняков и силикатных никелевых руд. Заметим, что в верховьях р. Кяфар-Агура (около 2600 м) наблюдаются бурокрасные ожелезненные зоны известняков на контакте с серпентинитами. Здесь же в известняках имеются примазки малахита и азурита, могущие указывать на привнос меди со стороны ультрабазитов.

Металлоносность западной периферии Передового хребта связана со змеевиками — хромит и асбест; в зонах гидротермального перерождения змеевиков и вмещающих пород под воздействием гранитов возможны накопления сульфоарсенидов никеля и кобальта.

Пегматито-кварцевые образования и пегматоидные гранитогнейсы междуречья рр. Б. Лабы и М. Лабы несут довольно значительную концентрацию редкоземельных элементов.

Возможна золотоносность натриевых гранитов Уруштенского массива.

Гидротермальные кварцевые жилы несут сульфиды свинца, меди и, возможно, вольфрам, золото; сюда относится шеелитовое месторождение в бассейне р. Бзыби.

Известны многочисленные, но незначительные проявления полиметаллического оруденения, сопряженного с породами комплекса малых интрузий.

С сиенито-диоритами и кварцевыми диоритами в верховьях р. Чилика, выше оз. Чилик связаны маломощные жилы титановой руды — ильменита.

В серпентините горы Джемараклы-Тюбе на высоте 3000 м встречена жила графита в 110 см видимой мощности с меридиональным простиранием и вертикальным падением.

В зеленых метаморфических конгломератовых сланцах и сланцеватых известняках в верховьях балки Баритовой массива Абишира-Ахуба обнажается жила белого, слегка розоватого барита с простиранием СЗ 340° и вертикальным падением. По простиранию жила прослежена на 200 м. Г. Е. Пилюченко описывает другое баритовое месторождение в месте слияния рр. Кяфара и Чилика. А. А. Каденский встретил обломки барита по балкам Собачьей и Церковной. Возможно ожидать значитель-

ного развития баритового оруденения в данном районе, связывая его с габбро-диоритовой интрузией.

Следует отметить среди каменноугольных отложений в бассейне р. М. Кяфара яшмы без трещин, хорошего цвета и рисунка.

В литературе отмечается нахождение в качестве примеси к золоту осмистого иридия и самородной платины во многих местах р. Б. Лабы. М. Лабы, Кубани, Малки и др.

С покровными отложениями Передового хребта связаны залежи каменного угля в долине р. Б. Лабы, в балке Богословской (бассейн р. Б. Зеленчука) и в массиве Толстого бугра.

Поле южноюрской геосинклинали и поле двухъэтажной конструкции с юрским покровом северного склона объединяются при оценке в горнопромышленном отношении, так как оба были в главных структурных чертах сформированы движениями киммерийского цикла. Металлогения обусловлена магматическими проявлениями, из которых одни вскрыты в той или другой степени эрозией, другие, повидимому, лежат на глубине, давая о себе знать кварцевыми жилами в вышележащие толщи. Общим для обоих полей оказывается широкое распространение полиметаллических месторождений. По возрасту, однако, металлогения структурного поля северного склона относится к более раннему киммерийскому циклу, *докелловейскому*; *в южном же геосинклинальном поле металлогения* — более позднего киммерийского цикла, преднижнемелового. Поэтому в отношении металлогении следует различать Садоно-Дигорскую полиметаллическую зону и Абхазо-Свано-Рачинскую.

Садоно-Дигорскую зону составляют, главным образом, свинцово-цинковые месторождения. Они имеют жильный тип; кроме свинца и цинка, иногда встречаются мышьяк и медь.

Абхазо-Свано-Рачинская полиметаллическая зона связана с габброидами и гранодиоритами, *прорывающими отложения лейаса и доггера* и трансгрессивно перекрытыми слоями нижнего мела.

Наряду с полиметаллами здесь установлены арсенопирит, шеелит, барит.

Говоря о киммерийской металлогении, необходимо указать мощное редкометально-медное оруденение Тырныаузской зоны, принадлежащей к восточной окраине поля палеозойской складчатости; оно здесь при сочленении с полем двухэтажной платформенной структуры оказалось исключительно раздробленным на мелкие глыбы, подвергшиеся очень значительной интрузии гранитов типа эльджуртинских. В контактных полосах они произвели мощное скарнирование и молибденово-вольфрамовое оруденение; в более далеких ореолах появились медные руды и еще дальше— сурьмяные. Возраст всей этой металлогении, вернее всего,— предтоарский [1].

Песчаниково-глинистые толщи нижней юры, слагающие второй структурный этаж на северном склоне, содержат залежи каменного угля, достигшие промышленной мощности по р. Кубани (ниже г. Клухори) и ее правым притокам (р. Мара и др.). По нашим данным, возраст этих углей тоарский. Лежат они в пологих складках, нарушенных многочисленными небольшими сбросами едва ли тектонической природы; изредка встречаются сбросы с более или менее значительным смещением горных пород.

Западная часть северного структурного поля характерна солеными водами, которые залегают в песчано-глинистых пластах тоара и, как по-

[1] См. примечание на стр. 272. *(Прим. ред.)*

казали химические исследования В. С. Самариной, там же формируют свой хлоркальциевый состав, обычный для вод нефтяных месторождений.

Так как пологие, докелловейского времени, складки уходят под Скалистый хребет и, повидимому, лежат на разной глубине под Предкавказской равниной в хорошо защищенных от размыва условиях, можно допустить, что там в нижнеюрских отложениях имеются не только соленые хлоркальциевые воды, но и нефтегазовые залежи. Не исключено также, что солевой состав определенного типа минеральных вод Кисловодско-Пятигорского района создается за счет подтока этих нижнеюрских, тоарских подземных водных накоплений.

Разведывая мезозойскую нефть на Северном Кавказе и продолжая изучать генезис и гидрогеологию области Кавказских минеральных вод, не следует пренебрегать высказанным только что предположением. Оно вытекает из данных геологического исследования широких пространств и произведенных теоретических обобщений.

Кроме угольных залежей и высококонцентрированных соленых вод, с тоарскими свитами связано малкинское железорудное месторождение. К его изучению было приступлено Кавказской экспедицией в 1946 г. Образование месторождения связано с древней (доюрской) корой выветривания серпентинитов, давшей железные руды промышленного значения. Они представляют или обогащенные гидроокислами железа так называемые «обохренные серпентиниты», или участки выветрелых серпентинитов, обогащенные гидрогетитом, гидрогематитом, железистыми хлоритами, отчасти магнетитом, сидеритом с образованием плотных массивных и слоистых железных руд. Выше залегают тонкослоистые, грубослоистые, массивные, оолитовые руды осадочного происхождения.

Наблюдения показали, что указанные осадочные руды, будучи аналогом халиловских, в большинстве должны относиться к высокосортным природно легированным гидрогетит-хлоритовым железным рудам. Средняя мощность их 1,5—2,0 м.

В рудах определены, кроме железа, хром, никель, кобальт, что делает эти руды природно легированными, хром- никель- и кобальт-содержащими железными рудами, годными для качественной металлургии.

VIII. РАЗВИТИЕ КАВКАЗСКОЙ СТРУКТУРЫ

Почти во всех геосинклинальных поясах земного шара установлен резкий перерыв породообразования между докембрием и кембрием; обычно наблюдается несогласное налегание последнего с базальным конгломератом из галек гнейсов, гранитов, кристаллических сланцев. Всюду в последокембрийских геосинклинальных сооружениях разных орогенезов имеются бо́льшие или меньшие глыбы докембрийских кристаллических пород, создающих участки плотного строения или лежащих без корней, внутри складчатых масс более молодого возраста.

Все эти и многие другие факты говорят о том, что в истории земной коры надо различать две мегаэры: докембрийскую и последокембрийскую, продолжающуюся доныне. К концу докембрийской мегаэры, длительностью до 1,5 млрд. лет, сложилась та кристаллическая оболочка, которая является фундаментом или субстратом земной коры. В последокембрийскую мегаэру в этом субстрате в различные времена и в разных местах планеты происходили раздробления, возможно, связанные с радиоактивными процессами, и возникали подвижные, геосинклинальные области. Проходя определенный цикл развития, они превращались в горные сооружения, тем самым усложняя строение земной коры. Нельзя

думать, что эволюция ее сводится к постепенному затуханию некоторой первично созданной геосинклинали и, так сказать, отмиранию геологических процессов. Такая идея всецело основывалась на старинном кантолапласовском учении об образовании солнечной системы. Развитие структур земной коры в последокембрийские времена шло путем возникновения геосинклинальных зон в теле докембрийского субстрата. Могучие кряжеобразовательные движения в каждый орогенный цикл, воздвигая в созревших геосинклиналях горные сооружения, взламывали докембрийский фундамент в других местах, приводя к заложению в них новых геосинклинальных областей. Проходя определенные фазы развития, они превращались в складчатые структуры нового орогенного цикла.

Древние платформы, таким образом, не оставались в покое: одни части их взламывались, превращаясь в геосинклинальные поля; другие, погружаясь в субстрат на бóльшую или меньшую глубину, представляли условия для накопления значительных толщ покровного этажа. Орогенные движения дислоцировали эти толщи в своеобразные наплитные структуры, сочетавшиеся с геосинклинальными сооружениями соответствующего возраста.

Кавказ является структурой, очень хорошо подтверждающей кратко изложенный процесс развития строения земной коры. Докембрийский субстрат здесь начал погружаться в нижнем палеозое; в девоне сформировалась небольшая подвижная борозда, в которой возник геосинклинальный режим. Он продолжался до конца нижнего карбона, когда произошла складчатость, создавшая структурное поле, отвечающее Передовому хребту.

К началу среднего карбона горообразовательная фаза герцинского орогенеза закрыла небольшую палеозойскую геосинклиналь на Кавказе, превратив ее в горное сооружение. Небольшая глубина погружения земной коры во время геосинклинального развития и небольшой общий подъем заложившейся здесь геосинклинали явились причинами слабого метаморфизма слагающих ее пород, сравнительной простоты складок, осложнившихся последующими дислокациями, мало напряженных проявлений магматизма. С последним связан и соответствующий размах металлогенеза. В сложении Передового хребта, возникшего на месте палеозойской геосинклинали, наблюдается ряд особенностей магматизма и металлогенеза, сходных с тем, что известно из области Уральского хребта. Основная сущность процессов в обоих названных складчатых полосах одна и та же, но количественное выражение их резко различно. Однако следует подробнейшим образом продолжить исследование Передового хребта с целью поисков полезных ископаемых, имея в виду общность ряда геологических явлений на Кавказе и Урале, относящихся к эпохам герцинского орогенеза, с которыми, как известно, связаны многие ценнейшие месторождения восточного склона Уральского хребта. В своем месте в этой работе были сделаны соответствующие указания.

Палеозойская геосинклиналь на Кавказе, испытав складчатость, спаяла распавшийся было докембрийский субстрат. Получилась новая, более сложная структура, состоявшая из докембрийских образований на юге и севере и герцинских образований между ними в западной части. Но герцинское сооружение сохранило значительную подвижность и способность к прогибанию. Вследствие этого на территории возникшего складчатого сооружения, в обстановке преимущественно континентального режима, накопились большие толщи песчано-глинистых пород с запасами каменного угля (бассейны Лабы и Зеленчука), синхронного по возрасту с донецким. Прогибание продолжалось

и в пермское время, когда в этой пониженной полосе,— своего рода межгорье, отложились также значительные по мощности накопления красноцветных конгломерато-песчаниковых пород молассового типа, содержащих золото в древних пролювиальных и аллювиальных россыпях. В верхнепермское и триасовое времена в подвижную зону Передового хребта проникло море, оставив здесь, главным образом, карбонатные накопления с богатой фауной.

Вся толща, начиная от среднего карбона и кончая триасом, дислоцирована много слабее подлежащих нижне- и среднепалеозойских пород, совсем не метаморфизованных. В общем эта толща не является геосинклинальным накоплением и составляет верхний ярус, лежащий на Герцинском складчатом субстрате. Следовательно, к началу юрского периода весь большой Кавказ представлял плитную конструкцию, обширнейшая часть которой являлась археидами с узкой, зажатой в них, полосой герцинид.

Геологический материал показывает, что, начиная с лейаса, территория Большого Кавказа вступила в самый важный для этой страны этап развития. Докембрийский субстрат претерпел большие раздробления. Однако характер его оказался различным на южном и на северном склонах, особенно в пределах изучавшейся нами срединной части последнего. Раздробление и погружение древнейшего субстрата в пределах современного южного склона было настолько значительным, что здесь заложились геосинклинальные условия, в которых и стали накапливаться громадные толщи песчано-глинистых и вулканогенных отложений. Общая мощность этих отложений достигла нескольких тысяч метров; в предтоарское и предверхнеааленское времена они испытали киммерийский орогенез, смявший их в интенсивную складчатость и метаморфизовавший до степени аспидных, иногда филлитовых сланцев и зеленокаменных пород. Орогенез, кроме этого, сопровождался интрузиями кислой и основной магмы. Однако большого развития интрузивный магматизм не получил, что, вероятно, надо также связывать с относительно небольшим объемом южной юрской геосинклинали и ее достаточно быстро протекшей эволюцией.

После орогенических фаз подвижность возникшего складчатого сооружения сохранилась в узкой полосе, в которой и отложились флишевые отложения — верхнеюрские и частью нижнемеловые. Вообще же на киммерийские складки трансгрессивно и несогласно легли, в главном, карбонатные отложения верхней юры, нижнего и верхнего мела, образовавшие моноклиналь. Мощность слагающих ее пород, их слабая дислоцированность и полная неметаморфизованность указывают на их наплитный характер.

На северном склоне в пределах изучавшейся нами срединной части разломы древнейшего субстрата лишь разбили его на глыбы, нередко крупные, которые вступили с лейаса в колебательные движения небольшого размаха, свойственного плитным полям земной коры. Вследствие этого здесь накапливались песчано-глинистые, нередко крупнозернистые породы среди островного мелкого моря. Магматизм проявился здесь локально в форме вулканов центрального типа. Мощность вулканогенных и нормально осадочных пород измеряется здесь несколькими сотнями метров. Предтоарская, предверхнеааленская и предкелловейская фазы киммерийского орогенеза выразились здесь созданием тех плоских структур, которые выше были подробно описаны и которые обычны для наплитных тектонических образований. На их размытой поверхности с угловым несогласием и трансгрессивно лежат слои верхней юры, нижнего и верхнего мела, в форме огромной пологой моноклинали.

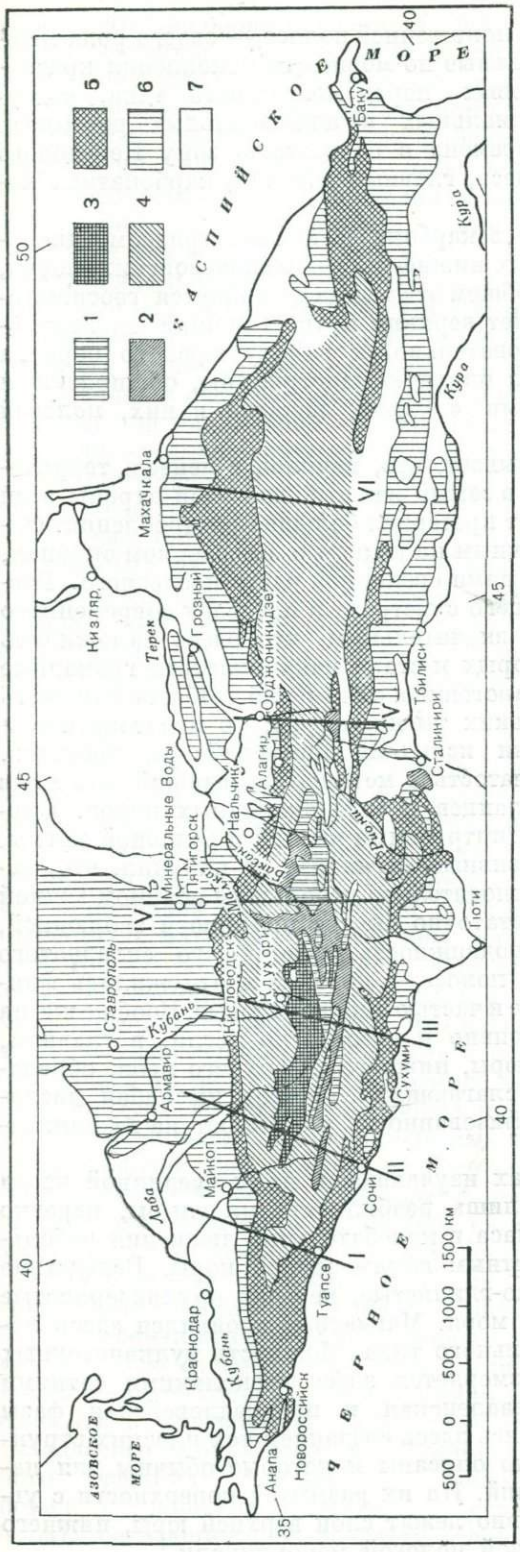

Рис. 20. Геологические профили Большого Кавказа.

I — туапсинское сечение; II — краснополянское сечение; III — сухумское сечение; IV — рионско-пятигорское сечение; V — военно-грузинское сечение; VI — дагестанское сечение. Отложения: 1, 2, 3, 4 — юрские; 5 — меловые; 6 — третичные; 7 — четвертичные.

Уходящие под Скалистый хребет киммерийские структуры ожидаются нами и севернее, в области Предкавказской равнины. В слагающих их породах формируются подземные воды, подобные бальнеологически важным целебным ключам Минераловодского района. Среди вод, залегающих в песчано-глинистых фациях тоара северного склона, экспедицией Совета по изучению производительных сил Академии наук СССР установлены разности, химически отвечающие хлоркальциевым водам нефтяных месторождений. Отсюда следует сделать вывод о возможности наличия мезозойской нефти в Предкавказье и о том, что в ряде случаев за счет ее миграции там создались нефтяные залежи в третичных породах.

Геологические профили через Большой Кавказ (рис. 20 и 21) убедительно показывают, что фазы киммерийского орогенеза создали всю структуру этого горного сооружения, которое с келловейского времени уже представляло островной материк, медленно поднимавшийся и как бы последовательно отодвигавший моря все более молодых эпох.

Альпийский цикл формирования земной коры проявился раздроблением всех сложившихся на Кавказе

структурных полей — докембрийского, палеозойского и киммерийского, их поднятием на разные высоты, крупными перекрытиями в виде надвигания Главного хребта на складчатое поле южного склона, гравитационным оползанием масс и др. Наряду со всем этим вновь пробудился магматический процесс в интрузивной и эффузивной фациях. В последнем случае возникли вулканы, как Казбек, Эльбрус и др., действие которых продолжалось в четвертичный период. Этот молодой магматизм вызвал значительный металлогенез на Большом Кавказе, особенно в древнейшем поле Главного хребта.

Усложняя тектоническое строение структуры Большого Кавказа, альпийский цикл движений земной коры высоко поднял Большой Кавказ, что способствовало оледенению и окончательному сложению его поверхности и гидрографической сети, о чем нам уже приходилось писать. Наряду с огромными поднятиями в альпийское время горного, киммерийского Кавказского сооружения на северо-западе (Кубанская депрессия) и на северо-востоке (Северный Дагестан) возникли большие погружения, в которых накопились значительные толщи третичных отложений, подвергшихся дислокациям, местами сложным. В них-то и сформировались известные промышленные нефтегазовые залежи Предкавказья. Не исключена возможность миграции нефти из подлежащих киммерийских структур.

ЛИТЕРАТУРА

Абих Г. В. Prodromus einer Geologie der Kaukasischen Länder. Mém. de l Acad. de Sc. de St.-Pétersbourg, VI Ser., sc. math. et phys., 1858, v. VII.

Агалин Г. П. Краткий геологический очерк центральной части Большого Карачая. Изв. Геол. ком., 1929, т. 48, № 4.

Андронов С. М. и Ильина Н. С. Об ааленских отложениях Северного Кавказа, «Сов. геология», 1945, № 8.

Афанасьев Г. Д. О древних интрузивных циклах Северо-Западного Кавказа. ДАН, 1946, т. 54, № 5.

Афанасьев Г. Д. Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа. Тр. Института геол. наук Академии Наук СССР, 1950, вып. 69.

Белянкин Д. С. О дарьяльском граните. Сб. «Геологические исследования в области Перевальной ж. д. через Главный Кавказский хребет». СПб., 1914.

Белянкин Д. С. К вопросу о неоинтрузиях Центрального Кавказа. Изв. Академии Наук СССР, сер. геол., 1939, № 2.

Белоусов В. В. и Трошихин Б. М. Краткий геологический очерк района рр. Пшехи и Белой на Северном Кавказе. Зап. Минералог. общ-ва, 1937, вып. 4.

Белоусов В. В. Большой Кавказ. Юра и нижний мел. Тр. ЦНИГРИ, 1938, вып. 108.

Белоусов В. В. Большой Кавказ. т. III. Общие вопросы. Тр. ЦНИГРИ, 1939, вып. 126.

Бессонов Н. И. Геолого-петрографический очерк верховьев Б. и М. Зеленчуков в Карачае. Тр. по геологии и полезн. ископ. Сев. Кавказа, сб. 1, Ростов-на-Дону, 1938.

Бессонов Н. И. Геологическое строение области верховьев р. Б. Лабы. Тр. по геологии и полезн. ископ. Сев. Кавказа, сб. 2, Ростов-на-Дону, 1938.

Богданович К. И. Геологические исследования в районе р. Белой. Отчет о состоянии и деятельности Геол. ком. в 1908 г. СПб., 1909.

Борисяк А. А. Теория геосинклиналей. Изв. Геол. ком., 1924, т. 43, № 1.

Брод И. О. Тектоника восточного Предкавказья. «Советск. геология», 1938, № 7.

Варданянц Л. А. Сейсмотектоника Кавказа. Тр. Сейсмолог. института Академии наук СССР, 1935, № 64.

Варданянц Л. А. Материалы по петрографии Северо-Западного Кавказа. Тр. Аз.-Черн.-геол. треста, 1935, вып. 11, № 2.

Варданянц Л. А. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. Тр. ЦНИГРИ, 1935, вып. 25.

Воробьев В. И. Верховья Белой. Изв. Кавк. отдела Русск. геогр. общ-ва, 1896, т. II, вып. 2.

Вялов О. С. и Никшич И. И. О возрасте Даховской и Шибабинской гранитных интрузий. Вестн. Геол. ком., 1928, № 3.

Вялов О. С. Обзор геологического строения верхней части правобережья р. Уруп а, Тр. Нефт. геолого-развед. института, 1934, сер. Б, вып. 49.
Герасимов А. П. О геологических исследованиях в бассейнах Кумы, Лахрана и Подкумка. Отчет о сост. и деят. геол. ком. в 1915 г., СПб., 1916.
Герасимов А. П. Кавказская складчатость и вулканизм. «Природа», 1922, № 3—5.
Герасимов А. П. К вопросу о возрасте древнейших свит на Северном Кавказе. Изв. Геол. ком., 1929, т. 48, № 7.
Герасимов А. П. Геологическое строение Северного Кавказа. Сб. «Природные богатства Сев. Кавказа», Пятигорск, Севкавгиз, 1935.
Герасимов А. П. Геологический очерк бассейна р. Верхней Малки. Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 62.
Герасимов А. П. Экскурсия по Кавказу. Ростов — Тбилиси. Междун. геол. конгр., XXII сессия, 1937.
Герасимов А. П. Обзор геологического строения северного склона Главного Кавказского хребта в бассейне рр. Малки и Кумы. Тр. ЦНИГРИ, 1940, вып. 123.
Ефремов Г. М. К вопросу о возрасте некоторых неоинтрузий Северо-Западного Кавказа. Мат. Азово-Черномор. геол. упр. по геол. и полезн. ископ., сб. 3., 1938.
Затоковенко В. А. Петрология интрузивного комплекса района Ятыргварты на Северном Кавказе. Изд. Лен. гос. ун-та, 1941.
Кизевальтер Д. С. О строении и развитии Передового хребта Северного Кавказа. Изв. Академии наук СССР, сер. геол., 1948, № 61.
Кобилев А. Г. Палеоинтрузии и неоинтрузии Азово-Черноморья. Мат. Азово-Черномор. геол. упр. по геол. и полезн. ископ., сб. 3, 1938.
Криштофович А. Н. Растительные остатки из юрских сланцев на Северном Кавказе, Изв. Геол. ком., 1926, т. 45, № 5.
Кузнецов И. Г. Колебательные движения земной коры и их роль в структуре Кавказа. «Пробл. советск. геол.», 1933, т. III, № 7.
Кузнецов И. Г. Вулканические циклы в истории Большого Кавказа. Зап. Минерал. общ-ва, 1940, т. 69, вып. 2—3.
Кузнецов И. Г. Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры Центрального Кавказа. Изд. Академии наук СССР, 1951.
Кузнецов С. С. Геология северной юрской депрессии Дигоро-Осетинской части Большого Кавказа. Изд. Лен. гос. ун-та, 1947.
Лебедев А. П. Палеогеография центров юрского вулканизма в Большом Кавказе. Тр. Института геол. наук Академии наук СССР, 1950, вып. 113.
Лебедев А. П. Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа. Тр. Института геол. наук Академии наук СССР, 1950, вып. 113.
Лебедев П. И. Геолого-петрографический очерк Карачая в связи с его полезными ископаемыми и минеральными источниками. Тр. Сев.-Кав. асс. научн. исслед. институтов, Ростов-на-Дону, 1930.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. De Wladikavkas à Tiflis par la route Militaire de Géorgie. Guide d. exc. de VII Congrès géol. int., St-Pétersbourg, 1897, art. 22.
Муратов М. В. Юрские порфиритовые интрузии в верховьях рр. Хасаут и Эшкакон (Северный Кавказ). Изв. Академии наук, серия геол., 1945, № 3.
Никшич И. И. Юрские отложения бассейна р. Белой на северном склоне Кавказа. Изв. Геол. ком., 1915, т. 34, № 4.
Никшич И. И. Пшекишская антиклиналь. Изв. Геол. ком., 1924, т. 40.
Пилюченко Г. Е. Краткий геологический очерк рр. Кяфара и Б. Зеленчука. Тр. по геологии и полезн. ископ. Северного Кавказа, 1938, вып. 1.
Пилюченко Г. Е. К стратиграфии юрских и четвертичных отложений рр. Уруп а и Кубани. Сб. «Новые данные по стратиграфии и гидрогеологии Северного Кавказа». Госгеолиздат, 1946.
Попов И. В. Геологические исследования в верховьях Б. Зеленчука на Северном Кавказе в 1925 г. Тр. Куб.-Черн. научно-исслед. института, 1926, вып. 40.
Прокопов К. А. Девонские отложения на р. Теберде на Северном Кавказе. «Пробл. советск. геол.», 1936, № 3.
Ребиндер Б. Б. Возраст юрских отложений в долине р. М. Лабы. Тр. Геол. музея им. Петра Великого, 1909, т. II, № 3.
Ренгартен В. П. Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа. Тр. III Всесоюзн. съезда геологов в Ташкенте, 1929.
Ренгартен В. П. Общий очерк тектоники Кавказа. Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгресса, 1937.
Робинсон В. Н. Геологический очерк области триаса и палеозоя бассейнов рр. Лабы и Белой на Северном Кавказе. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., 1932, вып. 226.

Робинсон В. Н. Через Главный Кавказский хребет и Кавказский государственный заповедник. XVII Междунар. геол. конгресс. Экскурсии по Кавказу. Главный хребет — Заповедник, 1937.
Робинсон В. Н. Геологический очерк района среднего течения рр. Аксаута и Маруха. Тр. по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа, 1938, вып. 1.
Робинсон В. Н. Очерк стратиграфии палеозоя Северного Кавказа. Госгеолиздат, 1946.
Соловьев С. П. Краткий геологический очерк верховьев р. Баксана. Изв. ВГРО, 1932, т. 51, вып. 37.
Страхов Н. М. Историческая геология. Учпедгиз, 1938.
Хаин В. Е. Главнейшие черты геотектонического строения Кавказа. Сб. «Сов. геология», 1949, № 39.
Хаин В. Е. Геотектоническое развитие Юго-восточного Кавказа. Азнефтеиздат, 1950.
Хаин В. Е. и Леонтьев Л. Н. Основные элементы геотектоники Кавказа в герцинском цикле. Докл. Академии наук Азерб. ССР, 1945, № 2.
Хаин В. Е. и Леонтьев Л. Н. Основные этапы геотектонического развития Кавказа. Бюлл. Моск. об-ва, испыт. природы, 1950, № 3 и 4.
Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми областями. Изв. Академии наук СССР, сер. геол., 1947, № 5.
(Более подробная библиография приведена в т. IX «Геологии СССР» — Северный Кавказ, ч. 1, 1947)

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие редактора. 3

Н. А. Лебедева. Геоморфология Лабино-Зеленчукского междуречья Северо-Западного Кавказа. . . . 5

Н. В. Ренгартен и З. М. Старостина. Геолого-литологические исследования лейасовых отложений на северном склоне Центрального Кавказа 83

С. С. Кузнецов. Геологическое строение срединной части Северного Кавказа в связи с некоторыми вопросами ее металлогении. 148

Утверждено к печати
Советом по изучению производительных сил
Академии наук СССР

•

Редакторы издательства
Л. П. Ладычук и А. А. Сорский
Технический редактор *Б. А. Соморов*

•

РИСО АН СССР № 7-96В. Сдано в набор 22/X 1955 г. Подп. в печать 1/III 1956 г. Формат бум. 70×108¹/₁₆. Печ. л. 18 = 24,66 + 7 вкл. Уч.-изд. лист. 24,7 + вкл. 1,1(25,8). Тираж 2000 Т-02328. Изд № 990. Тип. зак.1912.

Цена 17 р. 60 к.

Издательство Академии наук СССР
Москва, Б-64, Подсосенский пер., д. 21

2-я типография Издательства АН СССР.
Москва, Г-99, Шубинский пер., д. 10

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
88	10—11 св.	*Holcoteuthis mullus*	*Holeoteuthis mullui*
98	16—15 сн.	бурозеленого	буро-зеленые
104	Табл. 2, 4-я гр. справа	$^{+}H_2O$	$^{-}H_2O$
106	18 св.	песчаники	песчинки
113	5 сн.	серицито-хлористого	серицито-хлоритового
114	2—1 сн.	Псекенч (в левом борту р. Урупа на 1,5 км выше	Псекенч, в левом борту р. Урупа (на 1,5 км выше
115	8 св.	узловая	узловатая
118	24 св.	прослои плитчатые	песчаники плитчатые
147	22 сн.	№ 76	№ 75
147	5 сн.	VIII	LVIII
147	1 сн.	XXXV	LXXXV

Цена 17 р. 60 к.

256