

АКАДЕМИЯ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ им. акад. И. М. ГУБКИНА

Г. И. КЕРИМОВ

ПЕТРОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ
КЕДАБЕКСКОГО РУДНОГО УЗЛА
(МАЛЫЙ КАВКАЗ)

Издательство Академии наук Азербайджанской ССР
Баку — 1961

Дорогому Сергею
Седрановичу

в знак глубокого
уважения

24/X-1963. Бурилин

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии наук Азербайджанской ССР

АЗƏРБАЈЧАН ССР ЕЛМЛƏР АКАДЕМИЈАСЫ
И. М. ГУБКИН адына КЕОЛОКИЈА ИНСТИТУТУ

Һ. Һ. КƏРИМОВ

КƏДƏБƏЈ ФИЛИЗ ДУЈУМУНУН
ПЕТРОЛОКИЈАСЫ
ВƏ ФИЛИЗЛИЛИЈИ
(КИЧИК ГАФГАЗ)

Азəрбајчан ССР Елмлəр Академијасы Нəшријаты
Бақы — 1961

АКАДЕМИЯ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ им. акад. И. М. ГУБКИНА

552 + 553

Г. И. КЕРИМОВ

ПЕТРОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ
КЕДАБЕКСКОГО РУДНОГО УЗЛА
(МАЛЫЙ КАВКАЗ)

26

Издательство Академии наук Азербайджанской ССР

Баку — 1961



АНТИКОМУНИСТИЧЕСКАЯ ПЕЧАТЬ
ИЗДАНИЕ 1951 г. № 1

С. 1

РЕДАКТОР *М.-А. КАШКАИ*
(МАШИН. ПИСЬМ.)

33

ИЗДАНИЕ 1951 г. № 1
1951 г. № 1

ПРЕДИСЛОВИЕ

Кедабекский район Азербайджанской ССР расположен в пределах северо-восточных склонов Малого Кавказа; районный центр, пос. Кедабек, находится в 51 км к юго-юго-западу от ст. Долляр Азербайджанской железной дороги (на линии Баку—Тбилиси), с которой связан шоссейной дорогой, проходящей через гор. Шамхор, сс. Чардахлы и Славянка; с юга и юго-запада по Шахдагскому хребту район граничит с Армянской ССР.

Кедабекский район является одним из наиболее интересных и важных рудных узлов в пределах северо-восточных склонов Малого Кавказа, отличающихся сложно построенными горными сооружениями, значительным разнообразием интрузивного комплекса пород и специфической металлогенической особенностью. Из четырех рудных узлов, имеющих в пределах указанного региона (Мехманинский, Чирагидзорский, Дашкесанской и Кедабекский), наиболее интересными являются Дашкесанский и Кедабекский.

Кедабекский район является единственным участком в Азербайджане, а также на всем Кавказе, где во второй половине XIX в. на базе Кедабекского месторождения меди было организовано крупное горнозаводское предприятие (с горнодобывающим рудником и медеплавильными заводами).

Так как Кедабекское месторождение меди было самым крупным на Кавказе и одним из наиболее важных во всей России¹, здесь побывала целая плеяда ученых, инженеров-геологов, горняков и других специалистов, которые занимались, главным образом, изучением самого месторождения, не уделяя внимания геолого-тектоническому и петролого-металлогеническому исследованию района. Многочисленные исследования, за исключением работ Е. С. Федорова, Н. С. Успенского, П. Н. Чирвинского, в большинстве своем носили характер кратких информационных отчетов и докладных за-

¹ Подробно об этом см. „История развития горнорудной и медной промышленности“ (глава II).

песок, посвященных преимущественно кедабекским рудникам, медеплавильным заводам и горнозаводскому хозяйству.

Следует отметить, что Кедабекский район до последнего времени оставался единственным слабоизученным в петрологическом отношении районом в пределах северо-восточных склонов Малого Кавказа. При достаточно детальной петрографической изученности почти всех массивов северо-восточных склонов М. Кавказа (Ш. А. Азизбеков, М.-А. Кашкай, К. Н. Паффенгольц, А. Н. Соловкин, Р. Н. Абдуллаев, И. Н. Ситковский и др.) Кедабекская группа интрузивов оставалась белым пятном во всем этом, весьма интересном регионе. Помимо интрузивного комплекса пород, не был изучен и исключительно интересный и специфический только для Кедабека комплекс контактовых, контактово-метасоматических и гидротермально измененных пород Кедабекского района, а также не были выявлены в полной мере металлогенические особенности данного рудного узла.

Для восполнения этого пробела, с 1954 по 1957 г., в течение 4-х лет, нами производилось детальное геолого-петрологическое исследование Кедабекского и Шамхорского районов, в пределах междуречья Шамхорчая и Дзегамчая.

За это время производилась детальная геологическая съемка междуречья Шамхорчая и Дзегамчая в масштабе 1:50000. На составленной геологической карте не только удалось уточнить и исправить контуры отдельных стратиграфических единиц, но и внести существенные коррективы в возрастное положение отдельных массивов, выделить и показать площадь распространения габброидов, впервые установленных нами в пределах Кедабекского массива, разделить как по возрасту, так и по петрографическому составу гранитоидные массивы рассматриваемой полосы, считавшиеся разновозрастными, показать отдельные группы схизолитов, детализировать тектоническое строение района. Кроме того, нами составлена геологическая карта Кедабекского месторождения, на которой удалось выделить верхнеюрские отложения (осадочно-пирокластические отложения келловей-оксфорда и карбонатные—лузитана), ранее считавшиеся среднеюрскими. Впервые выделены здесь также плагиогранит-порфиры предбатского (среднеюрского) возраста. Значительно уточнены контуры отдельных стратиграфических единиц и наименования вулканогенных, вулканогенно-осадочных и особенно метаморфических пород, слагающих месторождение.

Заново составлена также и геологическая карта Новогореловского месторождения медно-цинковых руд в масштабе 1:5000.

Что касается петрологической части произведенных нами работ, следует отметить, что на основании детальных исследований на Кедабекском месторождении установлено наличие двух фаз интрузивной деятельности: первой—габброидной и второй—гранитоидной. Эти фазы выделены также на геологической карте района исследований. Тщательными микроскопическими исследованиями большого количества шлифов, среди пород каждой из указанных фаз, выделен и описан целый ряд разновидностей основного комплекса пород, с одной стороны, и кислого—с другой.

В породах обеих фаз (а также в жильных и метаморфических породах) плагиоклазы, калиевые полевые шпаты и 2V цветных минералов измерены Федоровским методом. Двупреломления минералов определены компенсатором Береке. Светопреломления всех цветных и метаморфических минералов определены иммерсионными жидкостями. Подсчет количественного минерального состава пород произведен на интеграционном столике. Породы подвергнуты химическим и спектральным анализам. На основании химических анализов пород составлены соответствующие диаграммы по методу акад. А. Н. Заварицкого. Дана химическая характеристика пород обеих фаз, проведено сравнение пород первой и второй фазы по результатам спектрального анализа. Были сопоставлены также габброиды и гранитоиды с таквыми других массивов северо-восточных склонов М. Кавказа.

При сравнительно подробной петрографической изученности большинства интрузивов северо-восточных склонов М. Кавказа весьма слабо освещались их жильные дериваты.

В районе развития Кедабекской группы интрузивов нами выделены и детально изучены жильные породы, разделенные на семь групп, охватывающие схизолиты как габброидов, так и гранитоидов, среди которых целый ряд разновидностей описывается впервые. Проявление интрузивной деятельности жильных пород происходило в 4 субфазы, о чем подробно говорится в девятой главе.

Значительное внимание уделено морфологии даек, трещинной тектонике интрузивов и возрастному взаимоотношению отдельных систем жильных пород.

Изучены также метаморфические породы, слагающие ореолы рассматриваемых интрузивов, среди которых выделены контактово-метасоматические (скарны), контактово-метаморфические (роговики, эпидозиты) и гидротермально измененные породы (вторичные кварциты).

Подробно были исследованы скарновые породы Кедабека, отличающиеся весьма сложным минеральным составом, по

сравнению со скарнами Дашкесана. Здесь большим развитием пользуются везувиан, геленит, волластонит, скаполит, виолазит, диопсид и другие минералы, отсутствующие в скарновых породах Дашкесана. В работе делается попытка осветить причины такого резкого их различия.

Детально изучались и своеобразные роговики Кедабека, в свое время названные Е. С. Федоровым „кедабекитами“.

Исключительно широким развитием в данном районе пользуются вторичные кварциты, поэтому изучались они особенно внимательно. Микроскопическим исследованием среди кварцитов выделен ряд главных и промежуточных типов.

Некоторое внимание уделено также эпидозитам, мраморам и мраморизованным известнякам, а также различным окварцованным, серицитизированным и каолинизированным породам.

В работе рассматривается и вопрос рудоносности исследованного района. Детально описаны Кедабекское, Ново-Гореловское и Биттибулахское месторождения; наряду с общегеологическими и геолого-структурными вопросами, освещены и вопросы морфологии рудного тела, характера оруденения, минерального состава и типов руд, генезиса и т. п.

Коротко охарактеризованы также все месторождения рудных (частично и нерудных) полезных ископаемых изучаемого района.

С новых позиций рассматривается и сопоставляется с другими (близкими по вещественному составу) месторождениями генезис Кедабекской группы месторождений.

На основании детального геолого-петрографического изучения пород эффузивного, эффузивно-пирокластического комплекса, интрузивных пород первой и второй фазы, их жильных дериватов, а также сложного комплекса контактово-метасоматических, контактово-метаморфических и гидротермально измененных пород сдвигнута петрология Кедабекской группы интрузивов. Здесь, кроме общего характера сдвигов, рассмотрены: тектоника приконтактовых зон, боковые породы массивов, характер краевых фаций, приконтактовых брекчий и ксенолитов, фазы и фации интрузивов, глубина их формирования, закономерности в изменении состава интрузивов и вероятное влияние на них ассимиляции, химизм принос интрузивов и формирование их фаций, возможный принос рудных элементов путем ассимиляции, состав родоначальной магмы, рудосные фации рассматриваемого интрузивного комплекса, контактово- и гидротермально измененные породы, сопоставление мезозойских интрузивов северо-восточных склонов М. Кавказа с

третичными интрузивами Азербайджана, металлогенические особенности месторождений северо-восточных склонов М. Кавказа; произведено сопоставление мезозойской металлогенической провинции Азербайджана с третичной. Наконец, в заключительной части работы рассмотрены перспективы рудоносности района.

Настоящей работой в целом руководил академик АН Азербайджанской ССР М.-А. Кашкай, давший автору в процессе полевых и камеральных работ ряд полезных советов.

Своими советами и замечаниями большую помощь автору оказали доктор наук А. Н. Сслоевкин и старший научный сотрудник Р. Н. Абдуллаев. Собранная автором ископаемая фауна была определена доктором наук А. Г. Халиловым и старшим научным сотрудником Т. А. Гасановым.

Автор приносит свою искреннюю благодарность члену-корреспонденту Академии наук Союза ССР проф. Г. Д. Афанасьеву, профессорам В. П. Петрову, А. П. Лебедеву, В. Н. Котляру и В. Е. Ханну, любезно согласившимся взять на себя большой труд - просмотреть работу, и высказавшим ряд весьма ценных замечаний, советов и пожеланий, большинство которых было принято во внимание при окончательном оформлении работы.

В оформлении настоящей работы большую помощь автору оказала научная сотрудница Р. Алиева.

Автор считает своим долгом выразить всем лицам, принимавшим участие в работе свою глубокую признательность.

Глава первая

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В административном отношении район наших исследований схватывает территорию Кедабекского и значительную часть Шамхорского районов (рис. 1).

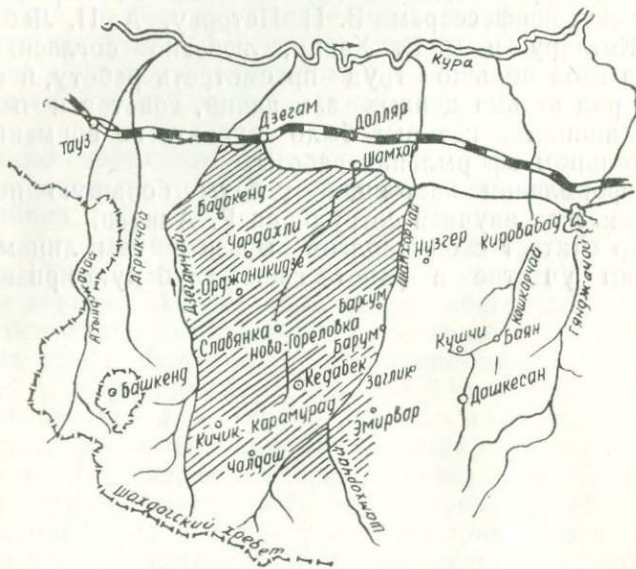


Рис. 1. Обзорная карта района исследований.

Исследуемая площадь расположена в междуречье Шамхорчая и Дзегамчая и вытянута в субмеридиональном направлении, ограничена с востока р. Шамхорчай, а с запада — р. Дзегамчай. С севера границей района служит железная дорога, связывающая Баку с Тбилиси, а с юга и юго-запада — северные склоны Шахдагского хребта.

Административными центрами района являются гор. Шамхор и пос. Кедабек.

Город Шамхор расположен в крайней северной низменной части района, в 4 км к югу от железнодорожной ст. Долляр (Азербайджанской ж.-д.), с которой связан магистральной шоссейной дорогой.

Поселок Кедабек, расположенный в южной части района (область средних гор), отстоит от ж.-д. ст. Долляр на расстоянии 51 км и соединен с ней шоссейной дорогой, пригодной для автотранспорта в течение всего года. Населенные пункты, расположенные в западной части района, также связаны с железной дорогой (ст. Ковляр) и шоссейной дорогой Ковляр—Ново-Саратовка, идущей вдоль р. Дзегамчай.

Наряду с этими главными шоссейными дорогами, в районе имеется ряд грунтовых дорог, пригодных для гужевого и автомобильного транспорта, соединяющих отдельные населенные пункты между собой и с районным центром.

В высокогорной части особенно развиты вьючные тропы.

Наиболее крупными населенными пунктами на исследованной территории являются (с юга на север) сс. Планкенд, Кичик Кара-Мурад, Орджоникидзе, Славянка, Ново-Гореловка, Барум, Барсум, Нижний Джагир, Чардахлы, Балакенд, Сеютли, Арыхдам и др.

В районе, в основном, проживают азербайджанцы, частично армяне и русские; все они занимаются скотоводством и полеводством, в низменной же части—хлопководством, и виноградарством.

Орография. В орографическом отношении район исследования разделяется на 3 части: высокогорную, область средних гор и низменную, отличающиеся между собой не только по абсолютным отметкам (относительно уровня Черного моря), но характером и формой рельефа.

Высокогорная часть района ограничивается с юга Шахдагским хребтом, который тянется в субширотном направлении. Северные склоны хребта и составляют высокогорную полосу района.

Высотные отметки в пределах хребта достигают в среднем 2750 м, постепенно повышаясь к юго-востоку от вершины г. Шахдаг (2917 м). Гребень Шахдагского хребта резко очерчен, образует водоразделы всех речек, правых притоков Куры — Дзегамчая и Шамхорчая, а также стекающих в юго-восточную часть. Для этой части района характерен исключительно сложный, расчлененный рельеф, где относительные высотные отметки достигают значительной

величины. Нередко на вершинах хребта снег сохраняется круглый год.

Область средних гор занимает наибольшую территорию, начиная от района сс. Карабулах—Али-Исмаиллы на юге до полосы сс. Шиштепе—Ирмашлы на севере, и характеризуется довольно сложным и расчлененным рельефом и в целом имеет пламенный наклон с юга на север. В южной части абсолютные отметки колеблются в пределах 1600—1700 м, а в северной полосе спускаются до 500—600 м. В этой полосе имеются многочисленные мелкие горные хребты с отдельными, довольно высокими вершинами, абсолютные отметки которых достигают, а нередко и превышают 2000 м (хотя в южной части чаще колеблются в пределах 1700—1800 м).

Наконец, низменная часть района охватывает полосу от предгорной части к северу и характеризуется сглаженным, почти ровным рельефом, где абсолютные отметки обычно не превышают 500 м.

Следует отметить, что многие горные вершины не имеют названия. Наиболее высокими в пределах исследованного района являются следующие (с юга на север): Мисдаг (1792,8 м), Толстая (2088,1 м), Челпан (2116,0 м), Сеютли (1497,3 м), Сардарский бугор (1832,3 м), Кара-кесин (1571,7 м), Паракенд (1894,0 м), Карадаг (1759,3 м), Кыльджа (2245,0 м), Шекербек (2282,6 м), Косагов-бугор (1755,4 м), Масхит (2003,5 м), Гореловка (1891,4 м), Сангер (1697,0 м), Бузордаг (1671,2 м), Хачакая (2124,0 м), Маралдаг (2041,3 м), Окюздаг (1935,8 м), Мсрухлу (1896,2 м), Курудаг (1469,1 м), Хачисар (1569,2 м) и др. Горы в большинстве случаев имеют сглаженные пологие склоны, которые переходят в более пологие котловины и долины.

Основные формы рельефа распределяются долинами верхних течений рр. Дзегамчай и Шамхорчай (с их главными притоками), протекающих почти параллельно друг другу. Они глубоко врезаются в возвышенности и образуют ряд водоразделов, вытянутых в северо-восточном направлении. Водоразделы характеризуются резким рельефом и большими высотными отметками.

Гидрография. Главными водными артериями района являются рр. Дзегамчай, Шамхорчай и Джагирчай, причем каждая из этих рек изобилует притоками горных речушек.

Краткую гидрографическую характеристику названных рек приводим ниже.

Река Шамхорчай, ограничивающая данный район с востока, берет свое начало на северном склоне Шахдагского

хребта, западнее г. Гиналдаг (3370 м) на высоте 2520 м и является правым притоком р. Куры.

По данным Института географии Академии наук Азербайджанской ССР (1958), абсолютные высоты равны: истока—2920 м, устья—93 м. Длина реки—95 км, площадь водосбора—1170 км².

В верхнем течении река протекает в узкой долине среди горного и холмистого рельефа. Формирование стока происходит в той части реки, где речная сеть довольно сильно развита. В нижнем течении река постепенно выходит из холмистого рельефа и вступает в широкую ящикообразную долину, где широко используется на орошение. Шамхорчай принимает ряд притоков, самый крупный из них в районе наших исследований—р. Кедабекчай. Она малодобитна, берет свое начало с восточных и юго-восточных склонов хребта, на которых расположены горы Толстая, Мисдаг, Кызылджа и другие, и впадает в р. Шамхорчай в районе Сардарского хребта, у древней крепости, расположенной на платообразном гребне между реками Кедабекчай и Шамхорчай.

В Кедабекчай в свою очередь, впадает целый ряд мелких ручейков, наиболее крупные из них—ее левые притоки. К ним относятся ручейки Коминтернсу, Сеютлиссу, Арыхдамсу и Карадагсу. Следует отметить, что эти ручейки, в особенности р. Коминтернсу, образуют довольно высокие водопады.

Общая протяженность Кедабекчая достигает 18 км. Во время дождей, особенно ливней, она становится многоводной. О расходе этой реки сведений не имеется. Среднегодовой расход р. Шамхорчай—0,40 м³/сек. По временам года расход распределяется крайне неравномерно. Так, на три весенне-летних месяца (апрель—июнь) приходится 53 % общего стока, а на четыре осенне-зимних месяца (ноябрь—февраль)—всего 13 %. В период интенсивного орошения река проносит до 17 % годового объема стока.

Река Дзегамчай образуется слиянием множества небольших горных речек (Фундуклу, Баглыджачай, Инекбоганчай, Беюкдере, Кюрдере), берущих начало с Шахдагского хребта (у г. Аллы Геллар), разделяющего бассейны рек, стекающих на северо-восток к Куре, от речек, стекающих на юго-запад в оз. Севан. По данным Института географии Академии наук Азербайджанской ССР (1958), длина реки—92 км, площадь водосбора—942 км². До с. Татарлы река протекает в горной местности, а ниже она выходит на равнину, где разбирается множеством оросительных канав, и до Куры обычно не доходит. Дзегамчай представляет со-

бой типичный горный поток, стекающий при больших уклонах своего течения очень бурно, с частыми порогами, перепадами и небольшими водпадами. Годовой сбег реки составляет 175 млн. м³, из которых 11 % прстекает зимой, 57 % — весной, 18 % — летом и 14 % — осенью. В период интенсивного орошения сельскохозяйственных культур река проносит 14 % общего годового сбска.

Река Джагирчай начинается на северном склоне г. Кызылджа, на высоте около 2200 м и до слияния с р. Саманлыг называется р. Кызылчай. Длина реки — 58 км. Впадает в Куру справа. Сведений о расходе воды не имеется. Ущелье р. Джагирчай довольно глубокое и склоны его крутые. Джагирчай также принимает ряд сравнительно мелких притоков, из которых наиболее крупным является р. Артапачай.

Реки района, как правило, малобитные и в сухие летние месяцы в значительной части пересыхают. В весенний период года часты сильные ливни и, как следствие их, мощные селевые потоки иногда принсят некоторый ущерб хозяйству района. Реки и их многочисленные мелкие притоки играют основную роль в расчленении рельефа.

Следует отметить, что названные реки являются вполне самостоятельными, их воды разбираются на орошение по пути местными жителями, и, как правило, до р. Куры не доходят.

Климат. В климатическом отношении район, по данным Э. Шихлинского (1958), относится к умеренно влажному климату горного типа. Выделенные различные географические элементы — низменная наклонная равнина, область среднегорья и высокогорная область — обусловили различный характер климата этих частей.

Район Шахдагского хребта характерен климатом горной умеренно холодной полувлажной лесной зоны. Средняя годовая температура сравнительно низкая (7,9°С). Средняя температура самого холодного месяца в году снижается до 3,5°С, а самого теплого — достигает 18,7°С.

На склонах и гребнях Шахдагского хребта снеговой покров лежит до конца июля, а в глубских сврагах обледенелый снег держится круглый год.

Климат в горной зоне (1000—2000 м) Кедабекского района умеренно холодный, полувлажный, в высокогорной — холодный, влажный. Среднегодовая температура воздуха колеблется от 0° (на высоте 3300 м) до 8° (на высоте 1200 м). Среднемесячная температура января колеблется от 2 до 7—8°, в самый теплый месяц (июль) — от 18 до 19°. В горной зоне морозы достигают 20°, а в высокогорной

температура, по-видимому, понижается до -25° . Летние максимумы температуры колеблются от 33 до 20° . Среднегодовое количество атмосферных осадков составляет от 500 до 750 мм. Снеговой покров в районе довольно устойчив. Продолжительность залегания снегового покрова в горной зоне— $3-4$ месяца.

Однако, благодаря фенам, снежный покров зимою часто стает и вновь восстанавливается после повторного снегопада. Максимальная высота снегового покрова на уровне $1000-2000$ м составляет $40-60$ см.

Климат низменной части Шамхорского района теплый, сухой с жарким летом, прохладной весной, с частыми осадками, сравнительно теплой осенью и мягкой (с незначительным снеговым покровом) зимой. В нагорной части климат умеренно теплый, полусухой, в горной—умеренно холодный с достаточным увлажнением. Отличается по термическому уровню, устойчивости снегового покрова, как результат вертикальной зональности.

В низменных областях сухой, субтропический климат полустепей, полупустынь.

При приближении к отрогам гор климат постепенно переходит в умеренно теплый, главным образом, за счет уменьшения жарких месяцев (июнь, июль, август) и понижения температуры холодного месяца до 0° . Сухой субтропический климат благоприятен для развития хлопководства, пшеницы, плодовых субтропических культур.

Одним из атмосферных агентов, оказывающих большое влияние на климат, является ветер. Здесь ветры горно-долинные. В низменности (долина Куры, Шамхорский р-н) преобладают ветры западные и северо-западные, в особенности, в холодное полугодие. В предгорной части (Шамхор) преобладает западный поток, однако значительное место занимают и восточные ветры, что указывает на их горно-долинный характер. В горной части преобладающее направление ветра находится в строгом соответствии с особенностями рельефа, т. е. как летом, так и зимой ветровой режим имеет хорошо выраженный горно-долинный характер. Средние годовые скорости ветра небольшие—порядка $2-3$ м/сек.

Господствующее направление ветров—с севера на юг. С северными ветрами связаны потоки тумана, которые обычно поднимаются из Шамхорско-Куруинской низменности и вторгаясь по речным долинам, часто окутывают всю Кедабекскую горную область.

Почвы. В почвенном покрове Шамхорского района обнаруживается ясно выраженная зональность. В пределах

наклонной равнины развиты каштановые почвы со средним содержанием гумуса 2,5—3,5 %, переходящие в подгорной зоне в более гумусные разности—темно-каштановые с содержанием гумуса 3,5—5%. Эти почвы являются ценным земельным фондом района. На шлейфах подгорной наклонной равнины развиты каштаново-луговые почвы, нередко обладающие слитностью и другими неблагоприятными свойствами; в пределах окраинной зоны М. Кавказа распространены горно-лесные темные, бурые выщелоченные почвы, которые мало удобны для сельскохозяйственного использования. В северной части района залегают черноземы, карбонатные почвы, ценные в агропроизводственном отношении. Качество земельного фонда в районе распространения этих почв ухудшаются наличием эрозии.

В Кедабекском районе почвы, в основном представлены разностями трех типов: высокогорными луговыми, горно-лесными и черноземными. Высокогорные характерны для северных склонов хребта Шахдаг. В альпийской зоне хребта почвы горно-луговые, торфянистые, маломощные и большей частью каменистые. Почвенный покров нередко прерывается каменистыми обнажениями.

Такой же характер носит и почвенный покров субальпийской зоны, с тем лишь отличием, что в ее пределах формируются горно-луговые, дерновые почвы. Под горными лесами района почвы обычно темно-бурые, лесные, выщелоченные, нередко каменистые и маломощные. Среди этих почв, в местах выхода известняков, формируются перегнойно-карбонатные почвы, богатые гумусом и вследствие этого выделяющиеся своей очень темной окраской.

Большая часть среднегорной зоны Кедабекского района имеет почвы черноземные—черноземы выщелоченные и черноземы проградированные. Последние возникли на месте истребления в прошлом лесов, в результате олуговения бурых лесных почв. Среди проградированных черноземов много выщелоченных разностей. В местах выхода известняков, проградированные черноземы карбонаты. Большая гумусность черноземов как выщелоченных, так и проградированных (5—7 %), и хорошая зернисто-комковатая структура придают этим почвам высокую агрономическую ценность, особенно если они формируются на пологих делювиальных склонах и мощных мелкоземистых наносах.

Растительность. На предгорных холмах пресблает полынная, полупустынная, полустепная, прерывающаяся местами кустарниковыми зарослями держидерева. Лесная растительность, в прошлом покрывавшая горную часть района, ныне сохранилась лишь небольшими участками на

наиболее высоких горных склонах. В состав уцелевших лесов входят дуб, граб кавказский, бук восточный, к которым примешаны другие породы: они нередко образуют довольно густые и высокие леса. На местах сведенного леса характерны вторичные луга, заросли кустарников, часто с преобладанием держидерева.

Растительность представлена, в основном, горными лугами и лесами. Широко распространенные в прошлом леса сохранились в настоящее время, главным образом, в верховьях рр. Шамхорчай и Дзегамчай.

На вышедших из-под леса участках развита культура хлебных злаков, картофеля, свеклы, капусты, местами значительные площади занимают вторичные, сильно засоренные послелесные луга, используемые под выгоны.

В нижних частях лесных массивов, на более сухих местах, характерно преобладание дуба иберийского, выше — много бука восточного, леса которых с участием граба являются в районе самыми распространенными. К основным лесным породам примешаны клены, ясень, дикая груша, яблоня и др.

В отличие от других горных районов республики здесь в высокогорной части субальпийская растительность развита очень слабо, и за узкой переходной полосой лугов с лесными и субальпийскими травами сразу начинается альпийская растительность. Последняя, используемая под летние пастбища, представлена здесь лугами осоки, а на более сухих местах развита высокогорная степь из осяницы пестрой. Своеобразная изреженная растительность покрывает скалы и осыпи выссогорий.



Глава вторая

ИСТОРИЯ РАЗРАБОТКИ И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ГОРНОРУДНОЙ И МЕДНОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ

Кедабекский район является наиболее древним центром горнорудной промышленности Азербайджана, если не считать небольших кустарных хищнических разработок ряда месторождений греками.

Добыча руды на г. Мисдаг (Медная гора) известна с давних времен; руда добывалась, вероятно, в течение многих столетий, о чем, по данным Г. Келле и А. Эрнэ [89], свидетельствуют старые, развалившиеся, наклонные шахтообразные выработки по обоим склонам горы. Однако добывались исключительно окисленные медные руды, так как в то время способ выплавки меди из сернистых руд здесь еще не был известен.

История развития медеплавильной промышленности в Азербайджане наиболее полно освещена в работе А. С. Сумбат-заде [73]; все приводимые нами исторические и статистические данные, в основном, базируются на этой работе.

Возникновение горнорудных предприятий в Азербайджане относится ко второй половине XIX в., когда были организованы горные предприятия на Кедабекском месторождении меди, Загликском месторождении квасцов и Нахичеванском месторождении каменной соли, среди которых наиболее крупными были Кедабекский и Калакендский медеплавильные заводы.

В середине XIX столетия (1850 г.) братья Меховы (из турецкоподданных греков), оформив соответствующее свидетельство на право добычи и выплавки меди, начали углублять старые выработки в южной части г. Мисдаг, и под горизонтом окисленных руд открыли богатую медно-колче-

данную руду. Однако ввиду отсутствия у них необходимых средств для продолжения разработки месторождения в компанию Меховых вошли также Харлампий Кундуров, его сын Федор и некий Кириака [89]. Ими было выплавлено не более 10 000 пудов меди [89], после чего работы на руднике были приостановлены вследствие возникших между участниками споров. Дело закончилось тем, что в 1864 г. все права компании на южную часть месторождения были приобретены братьями Сименс.

Северный и северо-западный участки месторождения (г. Мисдаг) эксплуатировались рудопромышленниками Парсадановым и Егизаровым, а впоследствии также были приобретены братьями Сименс. Компания „Братья Сименс“, приступившая к сооружению в Кедабеке нового крупнейшего по масштабу того времени медеплавильного завода производительностью в 40 тыс. пудов меди в год, уже к 25 августа 1865 г. закончила строительство. На строительство завода, по уверению братьев Сименс, затрачено было 1 874 393 руб., а по данным наместника Кавказа—всего 800 тыс. руб.

В 1865 г. при пуске Кедабекского завода здесь было 3 печи для плавки медной руды, 1 гармахерский горн, 4 вентилятора и 2 локомобилия (в 10 и 25 л. с.). Техническое оборудование завода увеличивалось с каждым годом. Уже на десятый год действия завода, т. е. в 1875 г., по данным А. С. Сумбат-заде (73), на заводе было: „9 шахтных печей для плавки медной руды, 6 обжигательных печей, 2 герстен-гоферских печи, 4 пламенные печи, 2 штейерские печи, 1 регенеративная печь, 2 шлейзофенные печи, 7 кузнечных горнов, 1 гагранка, 3 печи для обжигания обыкновенного и огнеупорного кирпича. Кроме того, на заводе была устроена система бассейнов для выщелачивания медного купороса из обожженных руд и железно-проволочная дорога длиной 6 верст, при которой имелось два локомотива—один в 10, а другой в 12 лошадиных сил. Завод имел также систему вентиляции, приводимую в движение паровой машиной в 26 лошадиных сил и турбиной в 25 лошадиных сил“.

Кроме того, в 1869 г. при заводе были организованы столярные и слесарные мастерские.

До 80-х годов завод работал исключительно на древесном угле, заготовка которого велась путем вырубki леса на отведенном для этой цели лесном массиве (на правом и левом берегах р. Шамхорчай) площадью свыше 13 тыс. десятин.

В 1879 г. компания „Братья Сименс“ получает право на строительство второго медеплавильного завода в Калакенде, на р. Шамхорчай, в 12 км к югу от Кедабекского (на базе Кедабекской руды), в связи с чем им отводится третий лес-

ной участок площадью около 6 тыс. десятин. Заводоуправление хищнически вырубало лесные массивы района, пренебрегая элементарными правилами ведения лесного хозяйства.

Наконец, в 1883 г. в связи с завершением строительства Бакинского участка Закавказской железной дороги, Кедабекский и Калакендский заводы переходят на наиболее удобное и дешевое топливо—бакинскую нефть.

О количестве добытой руды для Кедабекского завода и размерах выплавленной на этом крупнейшем горнопромышленном предприятии Азербайджана меди за 1865—1882 гг. наглядное представление дает табл. 1, заимствованная из работы А. С. Сумбат-заде [73].

Таблица 1

| Годы | Добыто руды, пуды | Выплавлено меди, пуды |
|------|-------------------|-----------------------|
| 1865 | 60 000 | 800 |
| 1866 | 60 000 | 4 025 |
| 1867 | 240 000 | 8 416 |
| 1868 | 307 725 | 10 232 |
| 1869 | 616 773 | 19 733 |
| 1870 | 423 321 | 44 212 |
| 1871 | 736 773 | 24 059 |
| 1872 | 1 061 642 | 21 397 |
| 1873 | 1 144 701 | 27 478 |
| 1874 | 1 239 980 | 24 750 |
| 1875 | 1 132 698 | 25 008 |
| 1876 | 1 819 562 | 43 230 |
| 1877 | 2 252 578 | 52 989 |
| 1878 | 1 031 108 | 32 243 |
| 1879 | 1 097 269 | 39 968 |
| 1880 | 768 935 | 30 517 |
| 1881 | 638 703 | 30 241 |
| 1882 | 834 950 | 43 313 |

Кедабекский завод был одним из крупнейших медеплавильных предприятий России, дававший более 2/3 меди, добываемой на Кавказе, и до 1/4 продукции [73] всей медеплавильной промышленности России (табл. 2).

Значительным было и количество рабочих, обслуживающего и технического персонала завода, о чем некоторое представление дают отрывочные сведения, приводимые в табл. 3.

Таким образом, в течение первой половины 70-х годов, также в 80-х и 90-х годах XIX столетия общее количество рабочих при Кедабекском горнозаводском предприятии пре-

Таблица 2

| Годы | Всего произведено меди в России, пуды | Из них на Кавказе | В т. ч. на Кедабекском заводе |
|------|---------------------------------------|-------------------|-------------------------------|
| 1866 | 269 651 | 16 757 | 4 025 |
| 1867 | 258 867 | 16 979 | 8 416 |
| 1868 | 267 772 | 22 315 | 10 232 |
| 1869 | 259 803 | 32 427 | 19 733 |
| 1870 | 308 440 | 57 592 | 44 213 |
| 1871 | 275 664 | 38 000 | 24 059 |
| 1872 | 227 275 | 33 251 | 21 397 |
| 1873 | 223 281 | 43 320 | 27 478 |
| 1874 | 199 526 | 36 615 | 24 750 |
| 1875 | 222 768 | 40 112 | 26 008 |
| 1876 | 236 451 | 58 327 | 43 230 |
| 1877 | 213 931 | 69 826 | 52 989 |
| 1878 | 214 865 | 43 757 | 32 243 |
| 1879 | 190 688 | 49 257 | 39 968 |
| 1880 | 195 518 | 35 800 | 30 517 |

Таблица 3

| Годы | Число рабочих, занятых на горно-заводских работах | Число рабочих, занятых на вспомогательных работах | Число инженерно-технического и обслуживающего персонала |
|------|---|---|---|
| 1865 | 170 | 200 | 57 |
| 1867 | | 500 | |
| 1868 | | 1000 | |
| 1869 | 550 | 314 | 60 |
| 1870 | 789 | 760 | 60 |
| 1872 | 561 | 1034 | 60 |
| 1873 | 500 | 1000 | 60 |
| 1874 | 600 | 1000 | 300 |
| 1875 | 450 | 1010 | 250 |
| 1879 | | 920 | |
| 1880 | | 879 | |
| 1884 | | 1825 | |
| 1887 | | 1705 | |
| 1888 | | 1450 | |
| 1890 | | 1670 | |
| 1891 | Боле | 1500 | |

вышло 1500 человек. Значительность этой цифры отчетливо видна хотя бы из того, что в 1877 г. в горной промышленности всего Кавказа, включая и Азербайджан, было занято 3431 человек [73].

Некоторый интерес представляют данные, приводимые А. С. Сумбат-заде, относительно распределения рабочих по цехам предприятия за 1887 г. Общее количество рабочих и служащих (1845 чел.) распределялось следующим образом.

Служащих разных должностей (инженеров, инспекторов, лесничих, счетоводов, машинистов и надсмотрщиков)—40; рабочих в рудниках—320; рабочих на Кедабекском заводе—304; рабочих на Калакендском заводе—170; рабочих в мастерских—65; рабочих при подводах—10; рабочих в лесу—880; рабочих при железной дороге—56.

Как видно из таблиц, после некоторого сокращения числа рабочих и производства меди в 1879—1880 гг. вновь начинается значительное увеличение количества рабочих и объема продукции, в чем важную роль сыграла постройка железной дороги, облегчившая как снабжение завода удобным топливом (мазутом), так и сбыт готовой продукции на внутренних рынках России. В связи с этим братья Сименс, оценив выгоду своего положения, решили резко расширить и технически усовершенствовать Кедабекский и построить новый Калакендский завод на р. Шамхорчай.

По данным А. С. Сумбат-заде [73], в 1887 г. на Кедабекском заводе было: „8 кильн, 10 герстенгоферов, 1 пламенная печь с нефтяной топкой, 7 кильн для обжигания медной руды, 4 шахтные обыкновенные медеплавильные печи, 5 шахтных сибирских, 2 большие пламенные для плавки посредством нефтяных остатков, 2 шлейзофена, 1 вагранка для переплавки чугуна, 6 кузнечных горнов, печь для обжигания огнеупорного кирпича и черепицы. Паровых двигателей на Кедабекском заводе в указанном году было 2, каждый в 45 лошадиных сил, при которых было 3 паровых котла. Локомотивов было также 2, один в 10, другой в 8 лошадиных сил“.

Сименсы на Калакендском заводе в отличие от Кедабекского использовали водную энергию, построив на р. Калакенд 2 турбины в 80 и 25 л. с. Благодаря электроэнергии, здесь получали чистую медь посредством электролиза. Электролизом начали получать также десятки пудов „порошка, содержащего серебро и золото“ [73].

До начала 80-х годов подвоз к Кедабекскому заводу леса, железного лома и вывоз готовой продукции производились исключительно вьючным транспортом. В 1879 г. Сименсы решили построить узкоколейную дорогу, соединяющую Кедабекский и Калакендский заводы с рудником и лесным отводом в местности „Байрам-Али“, при впадении р. Калакенд в р. Шамхорчай. Строительство это впервые пос-

троенной в Азербайджане узкоколейной дороги, длиною в 29 верст, было закончено в январе 1884 г. и обошлось в 800 тыс. руб.

Добытая из штолен и штреков руда с рудника в торозных однотоных (65 пудов) вагонетках по рельсовому пути спускалась до рудничной станции Кедабекской железной дороги и далее в специальных вагонах-платформах транспортировалась в Кедабекский и Калакендский медеплавильные заводы. Железнодорожный парк заводоуправления состоял из 31 вагонов-платформ и 4 локомотивов, из коих один был в 40, а остальные три—в 60 л. с.

Ввиду перехода Кедабекского и Калакендского заводов на жидкое топливо и из-за больших трудностей перевозки мазута (в бочках на воловьих подводах по весьма сложному профилю дороги—гористой местности с сильнопересеченным рельефом) Сименсы в 1889 г. решили построить нефтепровод от ст. Долляр до с. Чардахлы общей протяженностью в 21 версту. Для этой цели в том же году на ст. Долляр была построена нефтеперекачивающая станция с паровым насосом в 30 л. с., который поднимал мазут в с. Чардахлы (высота подъема 3500 футов).

Далее от с. Чардахлы до Кедабека, на расстоянии 20 верст мазут транспортировался по-прежнему на фургонах. Однако впоследствии, учитывая значительные преимущества и выгоды нефтепровода по сравнению с транспортировкой нефти на фургонах, нефтепроводная линия от с. Чардахлы была доведена компанией „Братья Сименс“ до Кедабека, и нефть (мазут) перекачивалась от железнодорожной ст. Долляр до Кедабекского завода по нефтепроводу на расстояние около 48 верст.

Сименсами также была установлена телеграфная связь с центром Елизаветпольской губернии—гор. Елизаветполем (ныне Кировабад), для чего к Кедабекскому заводу была протянута специальная телеграфная линия общей протяженностью около 56 верст.

Все эти технические усовершенствования заводов: ввод в действие гидротурбин, строительство узкоколейной дороги, нефтепровода и т. п. способствовали увеличению производительности заводов во второй половине 80-х и 90-х годов XIX в., что видно из табл. 4 [73].

Как видно из табл. 4, в течение 18 лет (1883—1900) добыча медной руды из Кедабекского месторождения возросла более чем в 2 раза, а выплавка меди обоими заводами—почти в 3 раза.

Кедабекский и Калакендский заводы еще в 1887 г. по производительности „заняли первое место между медепла-

вильными заводами России" (73). Помимо медных изделий, здесь изготовлялись чугуны и железные.

Таблица 4

| Годы | Добыто руды в Кедабекском руднике, пуды | Выплавлено меди, пуды | | |
|------|---|--------------------------|-----------------------------|---------|
| | | на Кедабекском заводе | на Калакенд- ском заводе | всего |
| 1883 | | 43 915 | 5 632 | 49 547 |
| 1884 | 1 656 611 | 44 835 | 35 455 | 80 290 |
| 1885 | 1 188 493 | 45 032 | 28 786 | 73 818 |
| 1886 | 1 068 210 | 52 000 | 33 000 | 85 000 |
| 1887 | 1 128 530 | 67 884 | 26 484 | 94 368 |
| 1888 | 1 157 604 | 48 125 | 18 675 | 66 800 |
| 1889 | 1 103 635 | 58 057 | 4 909 | 62 966 |
| 1890 | 1 839 710 | 68 051 | 44 330 | 112 381 |
| 1891 | 2 047 619 | 43 514 | 46 903 | 90 417 |
| 1892 | 1 916 200 | 65 207 | 5 627 | 70 834 |
| 1893 | 3 067 380 | 32 395 | 51 914 | 84 309 |
| 1894 | 2 967 790 | 63 312 | 35 671 | 98 983 |
| 1895 | 3 572 447 | 84 048 | 38 013 | 122 061 |
| 1896 | 3 548 540 | 71 245 | 44 899 | 116 144 |
| 1897 | 4 452 850 | 65 409 | 53 554 | 118 163 |
| 1898 | 3 256 000 | 64 192 | 73 152 | 137 344 |
| 1899 | 2 907 304 | 72 169 | 67 038 | 139 207 |
| 1890 | 3 666 915 | 73 591 | 74 125 | 147 716 |

В начале XX в. добыча, в основном, производилась из самого крупного в Кедабекском месторождении Карл-штоска. Однако из-за резкого исчезновения (потери) руды (рудного тела) на месторождении производство меди сильно сократилось, и Кедабекское горнозаводское предприятие очутилось в исключительно тяжелом положении, под угрозой прекращения работ и закрытия заводов.

Компания „Братья Сименс“ в связи с революционной ситуацией в России, угрожающей экспроприацией частной собственности, полностью прекратила работы и приступила к демонтажу оборудования. К этому времени, однако, она успела исчерпать крупнейший Федоровский шток с его значительными запасами богатых медных руд. За это время на Кедабекском месторождении было пройдено более 26 км подземных горных выработок, горизонтальных и вертикальных.

Компанией „Братья Сименс“ хищнически разрабатывались наиболее богатые медные руды и оставлялись в целиках бедные (богатые серным колчеданом руды вообще не разрабатывались).

При разработке месторождения добытые (попутно) богатые серноколчеданные руды использовались для забутовки выработок, камер и пр. По практическому признаку руды здесь разделялись на три сорта: 1 сорт с содержанием меди свыше 10%, 2 сорт от 5 до 10% и 3 сорт от 2 до 5%. Причем, третий сорт руды использовался после соответствующего обогащения. Руды же с содержанием меди ниже 2% выбрасывались в отвал как пустая порода.

По данным И. Н. Ситковского (1934), за период 1849—1927 гг. на Кедабекском месторождении добыто около 2 млн. *т* медной руды со средним содержанием меди в 3,5% и извлечено свыше 60 тыс. *т* меди—металла.

Наконец, следует сказать, что попутно с извлечением меди из кедабекских руд извлекались также золото и серебро, вывезенные компанией, по данным И. Н. Ситковского (1934), в количестве соответственно 3,0 и 57 *т*, что подтверждается также данными Г. Келле и А. Г. Эрна [89] о составе Кедабекской меди (табл. 5)

Таблица 5

| Элементы | В составе получаемой черной меди, % | В составе получаемой рафинированной меди, % |
|-----------------|-------------------------------------|---|
| Cu | 88—93 | 99,573 |
| Fe | 2—3 | 0,009 |
| Zn | 1—2 | — |
| Pb | — | 0,027 |
| As | — | 0,038 |
| Sb | Следы | 0,060 |
| Ni и Co | 0,05 | 0,031 |
| As и Sn | 1,4—2 | — |
| Bi | Следы | Следы |
| Ag | 0,08 | — |
| Au | 0,0049 | — |
| Ag и Au | — | 0,08—0,1 |
| O | — | 0,089 |
| S | — | Следы |
| SO ₂ | — | Следы |
| Итого: | 99,68 | 99,907 |

Таким образом, если содержание благородных металлов в получаемой меди округленно принять за 0,1%, то при общей выплавке меди в количестве свыше 60 тыс. *т* золота и серебра суммарно могло быть извлечено около 60 *т*.

После Великой Октябрьской революции на базе Кедабекского месторождения было организовано небольшое горное предприятие, которое с некоторыми перерывами до 1948 г. добывало медь гидрометаллургическим способом (путем ис-

кусственного орошения месторождения и рудничных отвалов для выщелачивания руд и осаждения меди из водных растворов) и временами серный колчедан для сернокислотной промышленности республики.

В настоящее время на Кедабекском месторождении ведутся геологоразведочные работы на предмет выяснения его перспектив.

Следует отметить, что Кедабекское месторождение меди, в свое время сильно на шумевшее на всю Россию, в настоящее время, при большом развитии медной промышленности в Советском Союзе, относится к категории мелких месторождений с ограниченными запасами медных руд.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

Кедабекское месторождение меди изучалось многими исследователями, учеными, геологами, горными инженерами, описавшими в своих работах это месторождение с различных точек зрения. Ряд трудов был посвящен изучению геологии района расположения Кедабекского месторождения, а также и других месторождений и рудопоявлений. Не имея возможности перечислить здесь всех исследователей, мы стараемся упомянуть авторов наиболее важных трудов и изложить в хронологическом порядке краткое содержание некоторых работ.

Сведения о Кедабекском месторождении впервые появились в литературе в 70-х годах XIV столетия.

Описанию Кедабекских медных рудников и завода посвящена опубликованная в 1887 г. работа А. Варенцова [22]. Эти же вопросы в 1893 г. были освещены Н. Нестеровским [53]. Наконец, описанию Кедабекского медного рудника и связанных с ним Кедабекского и Калакендского медеплавильных заводов посвящена опубликованная в 1900 г. работа А. Г. Эрн и Г. Келле [89]. В том же году ими были опубликованы результаты разведочных работ в местности Башкенд, около с. Славянка [90], а в 1901 г. дано описание коллекций горных пород и руд Кедабека [91].

Следует отметить, что А. Г. Эрн, будучи горным инженером, долгое время возглавлял Кедабекское горнозаводское предприятие в качестве его директора и, как описывает акад. Е. С. Федоров, собрал громадный и весьма интересный материал по Кедабекскому месторождению, который он намеревался опубликовать и использовать в виде диссертации. Однако полностью этот материал не был опубликован (во всяком случае, в русской литературе).

В связи с катастрофическим положением на руднике из-за потери рудного тела, в 1900 г. в Кедабек был приглашен один из корифеев русской науки, талантливейший ученый с мировым именем акад. Е. С. Федоров, который установил здесь наличие пострудного сброса, сместившего вниз значительную часть Карл-штока. Горнобуровые работы, специально поставленные для проверки прогноза Е. С. Федорова, вскоре полностью подтвердили предвидение гениального ученого: была найдена сброшенная часть штока, которую назвали в честь ученого Федоровским штоком. Последний по запасам являлся вторым из 16 штоков, известных на месторождении, и служил объектом разработки вплоть до 1917 г., т. е. до закрытия горнозаводского предприятия.

Наряду с изучением морфологии рудных тел, характера оруденения, минералогического состава и типов руд, Е. С. Федоровым были проведены здесь большие работы по петрографическому изучению пород, слагающих месторождение. Им был установлен новый минерал из группы пироксенов, который он назвал „виолаитом“ в честь итальянского ученого Виола.

Особый интерес представляют проведенные Е. С. Федоровым детальные микроскопические исследования пород Кедабека, в результате чего он дал подробное описание различных типов интрузивных, эффузивных и метаморфических пород, представляющих некоторый интерес и поныне. Однако Е. С. Федоров принял различные эпидото-биотито-пироксено-гранатовые роговики, имеющие широкое развитие на месторождении, за продукты особой магмы, и назвал их по-новому — „кедабекитами“. Среди последних он выделил интрузивные, эффузивные и жильные кедабекиты. Однако выводы Е. С. Федорова оказались ошибочными. Впоследствии был установлен гибридный характер пород, являющихся продуктом контактового воздействия кедабекской гранитоидной интрузии на юрский комплекс эффузивно-пирокластических образований¹.

Результаты своих исследований Е. С. Федоров опубликовал в ряде работ, которые и в настоящее время не потеряли своего значения [77, 78, 79].

В 1901 г. вышла в свет работа Н. Нестеровского о Кедабекском рудном месторождении [54].

Большой интерес представляют работы горного инженера Н. С. Успенского, который в 10-х годах XX в. в течение

¹ В. П. Петров любезно сообщил автору, что в 1912 г. в Тифлисе на съезде естествоиспытателей и врачей Л. К. Конюшевский демонстрировал амониты из „кедабекита“ (Прим. автора).

ряда лет вел изучение Кедабекского месторождения, возглавляя разведочные работы. Его наблюдения за морфологией рудных тел, взаимоотношениями их с вмещающими породами, изменениями минералогического состава руд как по глубине (по вертикали), так и в зависимости от близкого или далекого расположения от выходов Кедабекского интрузива, характером оруденения и наличием фазовости в процессе рудоотложения, взаимоотношениями различного состава руд с дайками различных порфиритов, являющихся жильными дериватами Кедабекского интрузива, и целым рядом других весьма важных в генетическом отношении моментов отличаются тщательностью и объективностью, и его работа до сих пор является одной из основных и наиболее важных по Кедабекскому месторождению. Выводы автора по генезису руд, объективно построенные на фактическом материале личных наблюдений, и поныне, в свете новых данных по месторождению, представляют большой интерес, хотя некоторые положения Н. С. Успенского трудно объяснимы с его же позиций.

Работая свыше 10 лет в Кедабеке и посещая целый ряд других сульфидных месторождений Кавказа, Урала и Турции, Н. С. Успенский в 1910 г. опубликовал результаты своих исследований в трех работах, из коих наибольший интерес представляет одна [74], в которой он отделил Кедабекское месторождение от Чирагидзорского, Мисханского и других собственно серноколчеданных месторождений в самостоятельный тип: „Кедабекский тип медных месторождений на Кавказе“ [75, 76].

В отчетах Кавказского горного управления за 1912—1914 гг. краткие сведения об исследованиях Кедабекской группы месторождений приведены Л. К. Конюшевским—опытным инженером, длительное время занимавшимся изучением месторождений полезных ископаемых Кавказа.

Впервые о Чардахлинском месторождении каолина и огнеупорных глин Л. К. Конюшевский упоминает в своих отчетах за 1911—1914 гг. и впоследствии в 1923 г.

Г. А. Гейн первый провел геологическую съемку в северной части рудничной горы, а также в районе г. Толстая и опубликовал результаты своих работ в 1914 г. [25]. На основании анализа результатов выполненных работ автор пришел к отрицательному заключению относительно перспектив заснятых им участков, что подтверждается целым рядом скважин, пробуренных Азгеслуправлением в 1956—1957 гг. в районе г. Толстая. Кстати, следует отметить что мысль о бесперспективности района г. Толстая в смысле concentra-

дии медного оруденения с 1955 г. неоднократно высказывалась нами еще задолго до начала здесь буровых работ.

В первой половине 20-х годов XX столетия Кедабекское месторождение посетил проф. П. Н. Чирвинский, занявшийся, главным образом, петрографическим исследованием слагающих месторождение горных пород. При этом он уделил особое внимание детальному изучению гидротермально измененных (метаморфизованных) пород—вторичных кварцитов и их генезиса, как вмещителей рудных тел. Вторичные кварциты по их генезису, т. е. в зависимости от состава первичной породы, им разделены на две группы—ортокварциты, образовавшиеся за счет кислых пород—кварцевых порфириров, и паракварциты, образовавшиеся за счет метаморфизации среднего состава эффузивно-пирокластических образований. Классификация вторичных кварцитов П. Н. Чирвинского, безусловно, является удачной и поддерживается рядом петрографов, так как она отражает петрографический состав первичных пород, за счет метаморфизации которых они образовались.

Результаты своих минералого-петрографических исследований П. Н. Чирвинский опубликовал в 1914 г. [85].

Краткие сведения о Кедабекской группе месторождений приводятся О. Карапетяном в 1922 г. в работе, посвященной минеральным богатствам Азербайджана [30].

Кедабекской группы месторождений коснулся и Л. К. Конюшевский в своем отчете за 1923 г., посвященном месторождениям полезных ископаемых Гянджинского, части Джаванширского и Ново-Баязетского уездов.

Впервые в 1925 г. систематическим геологическим картированием района Кедабекской группы месторождений занялся К. Н. Паффенгольц, составивший геологическую карту в масштабе 1:50000. Им было проведено стратиграфическое расчленение юрского комплекса отложений и нарисована общая картина геолого-тектонического строения района, которые и в настоящее время во многом отвечают современному состоянию наших знаний. Одновременно автором были составлены геологические карты района Кедабекского рудника и Чолпанского участка в масштабе 1:20000, а также схематические глазомерные планы рудных тел Ново-Гореловского и Биттибулахского месторождений [58].

Значительное место автор отводит подробному описанию Кедабекского, Биттибулахского, Ново-Гореловского месторождений, Чолпанского участка, а также ряду проявлений полезных ископаемых. Так, морфология рудного тела Ново-Гореловского медно-цинкового месторождения, его

распространение по простираанию и падению, а также запасы руды, описанные в работе К. Н. Паффенгольца, были полностью подтверждены большим объемом горнобуровых работ, выполненных здесь Азгеолупраглением в 1956 г. Эта работа автора являлась продолжением его серии съемочных работ в соседних районах по составлению детальной геологической карты наиболее важных узлов северо-восточных склонов М. Кавказа.

Бадакендское месторождение полиметаллов, известное с 1906 г., в 1927 г. было рассмотрено и опробовано О. С. Сутуевым, положительно оценившим его перспективы (1927).

Изучением огнеупорных глин Чардахлинского месторождения занимался С. Б. Четвериков, опубликовавший результаты работ в 1927 г. [84] г.

В 1928 г. небольшие работы на Бадакендском месторождении были проведены геологами В. Казанцевым и Букейхановым. В этом же году на месторождении некоторые геологоразведочные работы провел А. А. Ильин.

В 1928 г. вышла в свет статья П. Н. Чирвинского, посвященная кварцевым диоритам Кедабека [86].

В 1930 г. была опубликована статья В. О. Казанцева о результатах разведки г. Чолпан, близ Кедабека [29].

Шамхорская группа баритовых месторождений (Ирмашлинское, Карабулахское и Шиштепинское) относится к числу ранее известных баритовых месторождений Азербайджана, разработка которых началась Ричардсоном еще в 1912—1913 гг., в связи с тем, что они находились в сравнительно лучших технико-экономических (транспортных) условиях. Шамхорская группа баритовых месторождений в 1931 г. была осмотрена геологом А. Ф. Бахтадзе, рекомендовавшим в своей докладной записке организацию промышленных разведочных работ. Закгеолтрестом на основании этого заключения в 1931—1932 гг. на этих месторождениях велись геолого-разведочные работы, возглавляемые Р. Г. Султановым.

В 1931—1932 гг. Чардахлинское месторождение посетил А. А. Флоренский, изучавший полезные ископаемые Гянджинского района.

Геологическая съемка района среднего и нижнего течений рек Дзегамчай и Асрикчай в 1932 г. производилась Н. С. Бернштейном, который частично охватил также правобережье р. Дзегамчай—северо-западную часть рассматриваемого планшета. Однако геологическая карта, составленная Н. С. Бернштейном, как это показали последующие работы, была не точной [21].

Ряд работ И. Н. Ситковского посвящен Кедабекской группе месторождений, а также геологии района их развития. В 1934 г. им были проведены геологопоисковые работы в Кедабекском районе. В составленном отчете он затронул как геолого-тектоническое строение района, так и петрографо-рудогенетические вопросы. В этом отчете особое внимание было уделено описанию Кедабекского, Биттибулахского, Ново-Гореловского месторождений и других рудопроявлений района. Значительное место отводилось также петрологическим вопросам, не получившим, однако, должного освещения и изобилующим значительными неточностями и ошибочными выводами по ряду важных и принципиальных вопросов: о составе магмы, наименовании пород, генезисе габброидов, возрасте интрузивов и др. И. Н. Ситковским была составлена геологическая карта Кедабекского месторождения в масштабе 1:2000, также не отличающаяся точностью (1934).

В 1934 г. Шамхорская группа баритовых месторождений была разведана геологом М. Р. Мамедъяровым.

Чардахлинское месторождение в 1934 г. посетил О. Т. Карапетян и одновременно от Закгеолтреста—геологи М. К. Рожба и Байвлишвили. В 1935 г. опробование каолинов и огнеупорных глин Чардахлинского месторождения от ЦНИГРИ произвел геолог П. П. Яковлев. Более детальные геологоразведочные работы на месторождении в 1936 г. были начаты М. И. Мирзояном от Закгеолтреста. Работы эти в 1937 г. продолжались геологом Закгеолтреста И. А. Маркозия.

Геологоразведочные работы на Шамхорских баритовых месторождениях в 1937 г. продолжались Г. К. Крассуским. Важное значение, в смысле петрографического изучения интрузивов, имели геологические исследования Ш. А. Азизбекова, проведенные им в 1937 г. в Шамхорском районе.

В 1938 г. М.-А. Кашкай и М. Р. Мамедъяров опубликовали статью, посвященную минералогии пирито-энаргитовых руд Биттибулахского месторождения.

И. Н. Ситковский в 1938 г. по работам 1934 г. опубликовал статью „Грейзены Кедабекского района Азербайджанской ССР“ [65]. Однако, как показали наши исследования, типичных грейзенов здесь нет. В районе Ново-Гореловки имеются слюдястые и серицитовые кварциты, а у г. Косагов-бугор (у с. Славянка)—турмалиновые кварциты и шерловые породы.

Наконец, в 1939 г. для окончательной оценки перспектив Чардахлинского месторождения велись детальные геологоразведочные работы Э. Т. Байрамалибейли и Б. П. Жузе.

В геологическом отчете, составленном Б. П. Жузе, были подсчитаны запасы около 100 тыс. *т* каолина и 170 тыс. *т* огнеупорных глин.

Краткие сведения по интрузивным породам Кедабекского района приводятся в капитальном труде А. Н. Соловкина, вышедшем в свет в 1939 г. [68].

Кедабекских интрузивов коснулся и И. Н. Ситковский в своей работе, опубликованной в 1941 г. [66]. Однако описания эти весьма поверхностные и изобилуют неточностями и ошибками принципиального характера.

Геологоразведочные работы на Биттибулахском месторождении в 1942 г. продолжались И. М. Либерзоном, после чего работы здесь были прекращены.

Ш. А. Азизбеков, в течение ряда лет (1943—1945) проводивший систематическое петрографическое исследование северо-восточной части М. Кавказа и опубликовавший целый ряд статей, в своих работах также описывает интрузивы Шамхорского района [10—12].

Результаты своих многолетних геолого-петрографических исследований Ш. А. Азизбеков опубликовал в капитальном труде, вышедшем в свет в 1947 г. [13]. В нем Ш. А. Азизбеков дает геолого-тектоническую характеристику северо-восточной части М. Кавказа и описывает слагающие ее породы как эффузивные, эффузивно-пирокластические и осадочные, так и интрузивные. Однако кедабекская группа интрузивов им изучена не была, и весьма краткие сведения о них приводятся по данным К. Н. Паффенгольца.

В 1944—1945 гг. И. Н. Ситковский и А. З. Везирзаде провели минералогическое исследование Кедабекского рудоносного района. В представленном отчете А. З. Везирзаде дал подробное гониометрическое измерение четырех минералов (воластонита, везувiana, турмалина, брандизита), сопровождающееся соответствующими химическими анализами. Все остальные минералы, перечисленные в работе, ни минералогически, ни оптически не охарактеризованы и сопровождаются общего характера поверхностным описанием. Кроме того, в списке минералов значатся некоторые редкие минералы, микроскопически трудно определяемые, поэтому правильность этих определений вызывает большое сомнение.

С целью подсчета запасов серного колчедана в 1944 г. Р. Н. Абдуллаевым на Кедабекском месторождении проводились детальные геологоразведочные работы. Им были подсчитаны запасы серного колчедана в количестве 150 тыс. *т* и выявлены некоторые перспективы для прироста запасов. Р. Н. Абдуллаев также пересоставил геологиче-

скую карту Кедабекского месторождения в масштабе 1:2000, значительно дополнившую и уточнившую прежнюю карту И. Н. Ситковского. Однако, как показали дальнейшие наши исследования геологическая карта Р. Н. Абдуллаева не отличалась большой точностью.

Важным моментом этой карты было нанесение на нее жилых пород (даек), сделанное автором на основании тщательных подземных и поверхностных съемок.

В 1945 г. на Биттибулахском медно-мышьяковом месторождении геологоразведочные работы продолжались Азцветметразведкой, отчет по которым составил И. Н. Ситковский.

Геологоразведочные работы на Кедабекском месторождении в 1946—1947 гг. продолжались К. А. Асадовым, но так и не выявили значительного прироста запасов.

На Биттибулахском месторождении в 1946 г. И. П. Бутенко были возобновлены геологоразведочные работы, продолжавшиеся и в 1947 г. В окончательном отчете по месторождению им приведен весь фактический материал с учетом результатов работ предыдущих исследователей и подсчитаны окончательные запасы меди и мышьяка по месторождению.

Наиболее полно Шамхорская группа баритовых месторождений была описана автором данной работы в 1946 г., написавшим диссертацию по баритам Азербайджана.

В течение ряда лет Р. Н. Абдуллаев занимался систематической геологической съемкой соседних районов. Так, в 1947 г. он составил геологическую карту верховьев Шамхорчая и Дзегамчая (северной склон Шахдагского хребта) в масштабе 1:50000.

В том же году Р. Н. Абдуллаевым в районе с Ново-Ивановка были обнаружены верхнемеловые известняки, ранее считавшиеся верхнеюрскими, и эоценовые эффузивно-пирокластические образования, принимавшиеся ранее за среднеюрские [1]. В 1948 г. им же засняты в масштабе 1:50000 верховья междуречья Шамхорчая и Гянджачая. Этим же исследователем в районе с. Калакент обнаружены нижнемеловые (альб) отложения [2].

В 1949 г. Р. Н. Абдуллаевым совместно с И. П. Бутенко составлена геологическая карта междуречья Шамхорчая и Геранчая в масштабе 1:200000.

В 1951 г. Кедабекский район посетил автор данной работы, изучавший интрузивные породы с точки зрения пригодности их в качестве облицовочных камней. В пределах Кедабекского массива он установил наличие габброидов

(габбро, габбро-нориты и габбро-диориты) и дал краткое описание их, опубликованное в 1955 г. [38, 39].

Район Кедабекской группы месторождений в 1952 г. был заснят в масштабе 1:50000 М. Д. Гавриловым, Р. Х. Рафибейли и Н. Л. Зайцевой. Составленная М. Д. Гавриловым геологическая карта содержит ряд уточнений и детализаций по сравнению с существовавшей. Важная мысль высказана была М. Д. Гавриловым также по возрасту интрузивов, хотя детальным петрографическим исследованием их он не занимался. В том же масштабе составлена была и геоморфологическая карта заснятого им района.

Параллельно с геологосъемочными работами Р. Х. Рафибейли и Н. Л. Зайцева вели поисково-разведочные работы, наряду со значительным объемом горнобуровых работ, которые были сосредоточены на Славянском I, Славянском II, Горильском, Чолпанском и Шекербекском участках, а также на Кедабекском месторождении, и сопровождалась отбором многочисленных проб. Этими исследователями была также составлена детальная геологическая карта (в масштабе 1:25000 на спонтографированной основе) полосы, являющейся с их точки зрения наиболее перспективной для ведения поисково-разведочных работ. Степень детальности этой геологической карты, однако, далеко не отвечает ее масштабу. Результаты же горнобуровых работ, сосредоточенных на перечисленных выше участках, оказались далеко не удовлетворительными.

Соседний с запада район р. Дзегамчай в 1953 г. был картирован М. Н. Раджабовым и Г. К. Абдуллаевым.

В 1953 г. для окончательного выяснения перспективы Бадакендского месторождения К. А. Асадовым проводились детальные поисковые работы с производством горнопроходческих и буровых работ, давшие отрицательные результаты.

Северную часть рассматриваемого планшета в 1954 г. геологическим картированием покрыли Р. Н. Абдуллаев и М. Н. Раджабов, проводившие геологическую съемку в масштабе 1:50000 в Таузском районе. Им удалось стратиграфически расчлнить юрский комплекс вулканогенно-пирокластических образований и установить наличие здесь верхнеюрских отложений—келловейоксфорда и кимериджа (в районе Ирмашлинского прогиба), а также обнаружить Дашбулагский интрузив [9].

С 1954 по 1957 г. систематическим детальным геологопетрологическим и металлогеническим исследованием в междуречье Шамхорчая и Дзегамчая (Кедабекский и Шамхорский р-ны), по тематике Института геологии им И. М. Губ-

кина Академии наук Азербайджанской ССР занимается Г. И. Керимов.

В течение четырех лет по летним месяцам проводились полевые экспедиционные работы по сбору большого количества каменного материала и составлению детальной геолого-петрографической карты междуречья Шамхорчая и Дзегамчая. В результате 4-летних полевых исследований и камеральной обработки собранного громадного фактического материала составлена подробная геолого-петрографическая карта междуречья в масштабе 1:50 000 и разработана петрология и металлогения кедабекской группы интрузивов. В результате петрологических исследований установлена полифазность и полифациальность Кедабекского массива — наличие двух фаз интрузивной деятельности: первой габброидной и второй гранитоидной.

Автором дано детальное петрографическое описание габброидов, гранитоидов и их жильных дериватов, а также контактово-метаморфических и гидротермально измененных пород района развития кедабекской группы интрузивов [41, 44].

Собран и обработан большой фактический материал по изучению Кедабекской группы месторождений и других рудопоявлений района, а также их металлогенических особенностей. Составлены детальная геологическая карта Кедабекского (1:2 000) и Ново-Гореловского (1:5 000) месторождений, существенно дополнившие имевшиеся карты предыдущих исследователей. На основании минераграфического изучения руд, всестороннего анализа собранных материалов, а также имеющихся фондовых и опубликованных работ, даны полные описания отдельных месторождений и рудопоявлений, в которых с новой позиции рассматривается генезис Кедабекской группы медноколчеданно-полиметаллических месторождений.

В 1955 г. в Кедабекском районе рекогносцировочно-поисковые работы проводились С. М. Сулеймановым и Р. А. Мартиросяном, сосредоточившими их на Ново-Гореловском и Славянском участках. В результате был составлен предварительный отчет, посвященный, в основном, направлению дальнейших работ.

Минералого-геохимическому исследованию медно-мышьяковых руд Биттибулахского месторождения была посвящена статья Г. Х. Эфендиева, опубликованная в 1955 г. Минераграфическими исследованиями автор подтверждает наличие фазовости в медно-мышьяковом и серноколчеданном оруденениях месторождения, подмеченных еще И. П. Бутенко,

хотя последний высказывался по этому поводу не совсем ясно [92].

Ряд статей, посвященных среднеюрскому вулканизму кислой магмы и возрасту эффузивно-пирокластической толщи северного склона Шахдагского хребта, опубликован Р. Н. Абдуллаевым в 1955—1956 гг. [5, 6].

Начиная с 1956 г. по 1959 г., на Кедабекском месторождении, в районе г. Толстая и на других участках, Х. К. Ширинзаде и Р. А. Мартиросян проводили геологопоисковые работы с большим объемом поискового бурения.

Значительный объем горнобуровых работ ими выполнен в 1956 г. на Ново-Гореловском месторождении. Несмотря на наличие здесь маленького рудного штока, достаточно оконтуренного еще в 10-х годах XX столетия штольней, рассечками, гезенками и пробуренными из его забоя 8-ю алмазными буровыми скважинами, на месторождении был пройден целый ряд буровых скважин, много шурфов и канав, запроектированных на основании неудачной интерпретации „ложной“ аномалии, установленной геофизиками. Естественно, результаты произведенных работ оказались отрицательными и полностью подтвердили наличие лишь известных старых запасов, подсчитанных еще в начале нашего века.

Краткое описание Шамхорских баритовых месторождений дано также автором этой работы и Г. Х. Эфендиевым в работе [45], опубликованной в 1957 г.

СТРАТИГРАФИЯ

Как видно из геологической карты (рис. 2), наиболее древней в стратиграфическом разрезе междуречья Шамхорчая и Дзегамчая является юрская система. В пределах северо-восточных склонов М. Кавказа более древние отложения известны лишь в верховьях р. Асрикчай, от с. Сафарлы до с. Чатах, а также в виде мелких изолированных выходов в балках или ущельях Беюк Кишлак, Шамлых, Кандадлар и Чатах (рис. 3). Аналогичные сланцы выступают и в верховьях р. Гасансу. Отложения эти, представленные сильнометаморфизованными кристаллическими сланцами, относятся к нижнему палеозою [93], общая площадь выходов которых не превышает 1,5—2,0 км².

Наибольшая мощность отложений в ущелье Беюк Кишлак не превышает 150 м, уменьшаясь в северо-восточном направлении до 30 м. Эти отложения впервые были изучены П. С. Бернштейном [21], отнесшим их к палеозою.

Впоследствии К. Н. Паффенгольц [57], Ш. А. Азизбеков [13], Л. Н. Леонтьев и В. Е. Хаин [51] установили нижнепалеозойский возраст этих кристаллических сланцев, который был подтвержден работой Т. А. Гасанова [23], фаунистически установившего тоарский возраст песчаников, залегающих на конгломератах мощностью 250 м, подстилаемых указанными кристаллическими сланцами.

Небольшой выход палеозойских сланцев известен также в районе ст. Ковля (Таузский р-н).

Переходя к стратиграфии рассматриваемого района, следует отметить, что нормальный стратиграфический разрез отложений междуречья Шамхорчая и Дзегамчая представляется в следующем виде (рис. 4):

1. Нижняя вулканогенная толща, представленная среднего и основного состава эффузивным и эффузивно-пирокластическим комплексом пород нижне- и среднебайосского возраста с суммарной мощностью свыше 1100 м.

2. Толща кварцевых порфиров (кварцевых плагипорфиров), их туфов и туфогенно-обломочных разностей верхнебайосского возраста, мощность которых превышает 600 м.

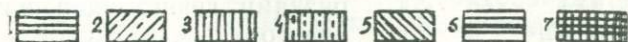
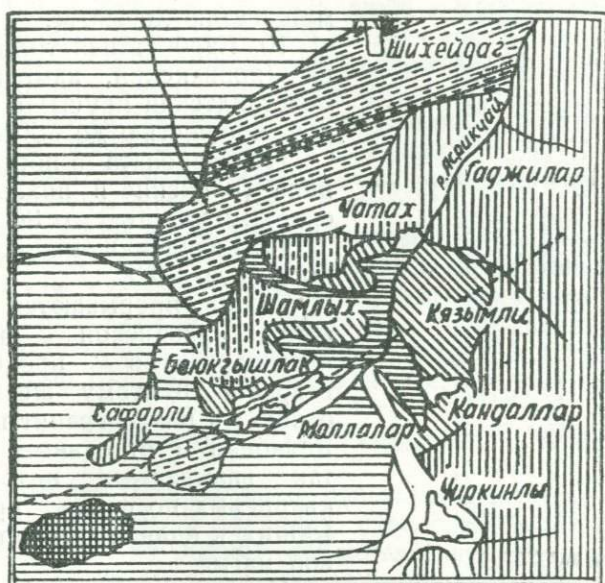


Рис. 3. Схематическая геологическая карта верховья р. Асрикчай.

1—верхний байос (кварцевые плагипорфиры); 2—верхний байос (субвулканические кварцевые плагипорфиры); 3—нижний байос (порфириды, туфы и туфобрекчи); 4—верхний лейас (тоар, песчаники; 5—нижний лейас (туфопесчаники, туфобрекчи, туфоконгломераты); 6—палеозой (метаморфические сланцы); 7—интрузии гранитоидного состава.

3. Верхняя вулканогенная толща, представленная преимущественно среднего состава эффузивным, туфогенным и отчасти осадочным комплексом пород батского возраста с суммарной мощностью до 1200 м.

4. Осадочная и осадочно-пирокластическая толща келловей-оксфордского возраста мощностью свыше 450 м.

5. Карбонатные отложения лузитана мощностью до 200 м.

6. Эффузивно-пирокластическая толща кимериджа мощностью до 250 м.

7. Туфогенно-осадочные породы альба мощностью до 140 м.

30 лет назад. Вместе с тем и в настоящее время стратиграфическое положение вулканогенных толщ юры нельзя считать окончательно установленным, несмотря на значительные изменения и уточнения, происшедшие в определении возраста отдельных горизонтов юры М. Кавказа, что объясняется, во-первых, отсутствием или бедностью вулканогенных образований остатками ископаемой фауны и, во-вторых, значительными расхождениями в определениях возраста фауны, собранной в различных пунктах из одних и тех же толщ, вследствие недостаточной изученности разрезов и их изменения по простиранию.

В пределах северо-восточных склонов М. Кавказа юрские отложения пользуются исключительно широким развитием; юрская система здесь представлена всеми тремя отделами, причем нижний и средний отделы преимущественно представлены в вулканогенной фации, а верхний — в карбонатной. Краткая характеристика их приводится ниже.

Нижний отдел (лейас)

В междуречье Шамхорчая и Дзегамчая отложения нижней юры отсутствуют. В пределах северо-восточных склонов М. Кавказа они имеют исключительно ограниченное развитие, выступая лишь на небольшой площади по р. Асрикчай, и представлены преимущественно в терригенной фации. Эти отложения изучены Р. Н. Абдуллаевым (1947) и М. Н. Раджабовым (1953) и характеристика их дается нами по этим авторам.

Отложения начинаются здесь пачкой конгломератов, наибольшая мощность которой в районе с. Кязымлы достигает 250 м, уменьшаясь в западном направлении до 50—75 м.

Конгломераты залегают на эродированной псверхности метаморфических сланцев и представлены гальками нижележащих кристаллических сланцев и метаморфизованных кварцевых порфиров.

Гальки конгломератов по петрографическому составу представлены: кварцево-слюдистыми кристаллическими сланцами, жильными, кварцем, кристаллическими туфами, алевро-туффитами и кварцевыми песчаниками.

В верховьях Асрикчая на сильно размытую поверхность указанных конгломератов несогласно залегают серые, местами буроватые, желтоватые и зеленовато-серые песчано-глинистые породы, максимальная мощность которых у с. Беюк-Кишлак достигает 200 м, уменьшаясь в восточном направлении в районе с. Кязымлы до 50 м. Породы в верхней части пачки вследствие рассланцованности участками

переходят в сланцеватые глинистые песчаники. В верхней части разреза в верховьях р. Асрикчай, в районе с. Кандаллар, в глинистых сланцах М. Н. Раджабовым (1953) найден аммонит, определенный Т. А. Гасановым [23] как *Grammoceras falloiosum* Bayle, указывающий на тоарский возраст пачки.

О возрасте подстилающих тоарские отложения конгломератов следует сказать, что верхнелейассовой трансгрессии предшествовал перерыв, в течение которого конгломераты были подвергнуты значительному размыву. Очевидно, этот перерыв отвечает среднему лейасу. Тогда возраст пачки конгломератов следует условно считать среднелейасским или нижнелейасским.

Средний отдел (доггер)

Отложения средней юры пользуются наибольшим распространением не только в рассматриваемом нами районе, они весьма широко развиты по всему северо-восточному склону М. Кавказа. Вулканическая деятельность в течение всей средней юры почти не прерывалась, хотя временами и шло накопление нормальных осадочных образований. Нормальный стратиграфический разрез средней юры на М. Кавказе подразделяется на три вулканогенные толщи (снизу вверх): 1) нижняя вулканогенная толща, 2) толща кварцевых порфиров и 3) верхняя вулканогенная толща.

Как указывалось выше, в датировке возраста этих стратиграфических единиц между исследователями М. Кавказа нет полного согласия. Однако мы принимаем возраст этих толщ в соответствии с полученными за последние годы новыми данными, которых придерживается большинство геологов-исследователей М. Кавказа.

Нижняя вулканогенная толща. Вулканогенные и реже осадочно-вулканогенные образования нижней вулканогенной толщи ниже- и среднебайосского возраста (некоторые геологи все еще продолжают считать ее аален-нижнебайосской) пользуются весьма широким развитием в рассматриваемом районе, особенно в западной и восточной частях планшета, хотя мелкие выходы их встречаются всюду, преимущественно по дну глубоких оврагов и речек (рис. 5). Толща эта представлена главным образом, чередующимися покровами различных среднего и основного состава порфиров с их туфами, туфоконгломератами, туфобрекчиями и туфогенными породами, среди которых изредка в подчиненном количестве встречаются и осадочные песчаники и другие породы, причем, среди этого комплекса пород рез-

ко преобладают порфириды; поэтому они характеризуются почти полным отсутствием слоистости. Все эти породы обычно фациально быстро изменяются на небольших расстояниях, не поддаваясь фиксации закономерности. Породы указанной толщи преимущественно темно окрашены, встречаются в темно-серых, зеленоватых, синеватых, бурых и серых тонах.

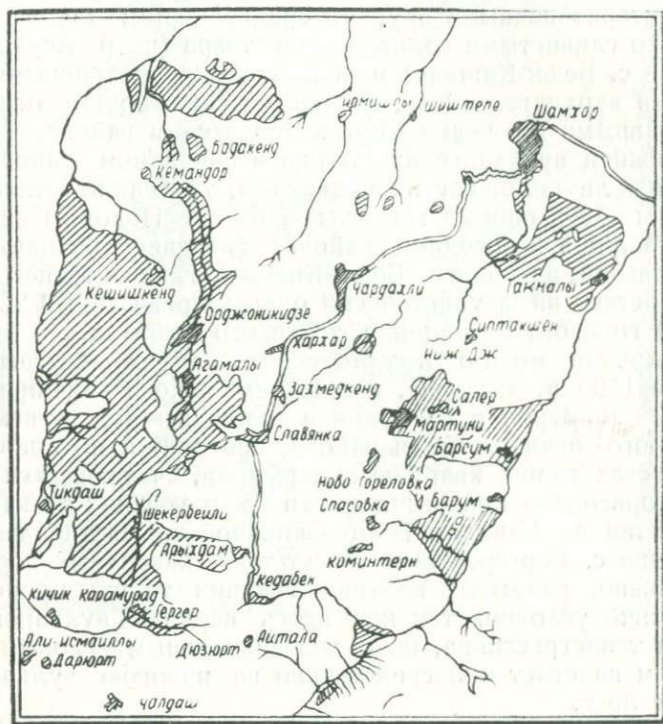


Рис. 5. Площадь распространения (выходов) отложений «нижней вулканогенной толщи».

Однако следует отметить, что, по данным М. Н. Раджабова и Г. Абдуллаева (1953), в соседнем районе, западнее рассматриваемого планшета, в этой толще пирокластические породы преобладают над эффузивными, при почти полном отсутствии нормальных осадочных пород. Среди пирокластических пород здесь широко развиты туфобрекчии, туфоконгломераты, туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты и др. Это обстоятельство говорит о том, что район западнее исследуемого в ниже- и среднебайосское время яв-

лялся ареной интенсивной вулканической деятельности, причем излияние магмы носило центральный характер и сопровождалось крупными взрывами, приведшими к образованию пирокластических пород.

В нижней вулканогенной толще, не только в рассматриваемом, но и в соседних районах М. Кавказа, фауна нигде не обнаружена. Возраст ее определяется по стратиграфическому положению толщи между двумя фаунистически охарактеризованными ярусами средней юры: подстилаются песчано-глинистыми отложениями тоара (по р. Асрикчай, в районе с. Бююк-Кишлак) и покрываются кварцевыми порфирами верхнего байоса, фаунистически хорошо охарактеризованными в соседнем Куши-Човдарском районе.

Нижняя вулканогенная толща в изучаемом районе нигде на полную мощность не обнажена, так как подстилающие породы здесь еще не вскрыты эрозией. Подошва ее обнажается лишь в соседнем районе, западнее планшета, по р. Асрикчай, в районе с. Бююк-Кишлак, где она трансгрессивно налегает на фаунистически охарактеризованный 200-метровый горизонт песчаников тоарского возраста.

Вскрытая мощность толщи в нашем районе достигает свыше 1100 м, западнее, в соседнем районе она превышает 1600 м. Верхняя же граница толщи всюду, за исключением юго-западной части района, проводится по появлению в разрезах толщи кварцевых порфиров, считающихся спорным горизонтом при расчленении среднеюрских вулканогенных толщ М. Кавказа. В юго-западной же части планшета, в районе с. Гергер, из-за отсутствия кварцевых порфиров (возможно, размыты) верхняя граница толщи проводится несколько условно, так как здесь верхняя вулканогенная толща трансгрессивна, но с незначительным угловым несогласием налегает непосредственно на нижнюю вулканогенную толщу.

В соседнем районе (западнее исследуемого), несмотря на сложный характер и быстрые изменения в составе и мощности на коротком расстоянии, М. Н. Раджабову и Г. Абдуллаеву (1953) в этой толще удалось условно выделить 4 горизонта по преобладанию той или иной разновидности эффузивных и пирокластических пород с постепенным переходом друг в друга, хотя в каждом из них в подчиненном количестве присутствуют и многие другие разновидности вулканогенных пород (снизу вверх): 1) горизонт туфоконгломератов, 2) горизонт туфопесчаников и туффитов, 3) горизонт порфиритов и 4) горизонт туфобрекчий.

Восточнее рассматриваемого планшета, в междуречье Шамхорчая и Гянджачая, Р. Н. Абдуллаев (1948) в нижней

вулканогенной толще выделил 2 горизонта с постепенным переходом между собой: 1) горизонт глыбовых туфобрекчий и туфоконгломератов и 2) горизонт порфиристо-туфогенных пород.

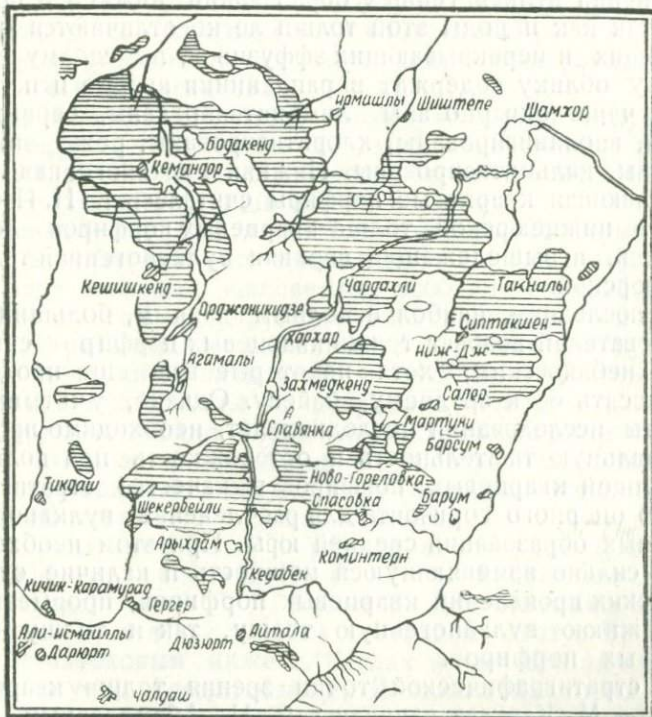


Рис. 6. Площадь распространения (выходов) кварцевых порфиров.

Толща кварцевых порфиров (плагипорфиров, по Ш. А. Азизбекову) широко распространена в исследуемом районе, особенно в северной части, где она имеет максимальную мощность, превышающую 600 м в северо-западной части планшета (рис. 6). В восточном направлении мощность толщи постепенно уменьшается, доходя до 250—300 м в бассейне р. Кюракчай. Эта толща широкой полосой протягивается в западном и северо-западном направлении от левобережья р. Шамхорчай, через Чардахлинское плато до с. Бадакенд и далее на запад. Севернее с. Бадакенд туфы и туфобрекчии кварцевых порфиров узкой полосой протягиваются в широтном направлении вдоль северных предгорий. Толща эта трансгрессивно, но с незначительным (нередко

незаметным) угловым несогласием залегает на нижнюю вулканогенную толщу.

Толща кварцевых порфиров впервые была выделена К. Н. Паффенгольцем [56—57] в качестве опорного горизонта для расчленения вулканогенных образований нижней и средней юры, так как породы этой толщи легко отличаются от подстилающих и перекрывающих эффузивов, по своему естественному облику содержат вкрапленники кварца и полевого шпата, чаще окварцованы, лимонитизированы, серицитизированы, каолинизированы, хлоритизированы, реже эпидотизированы, кальцитизированы. Нижняя вулканогенная толща, подстилающая кварцевые порфиры считалась К. Н. Паффенгольцем нижнеюрской, толща кварцевых порфиров—досреднеюрской, а вышележащая верхняя вулканогенная толща—среднеюрской.

По последним, наиболее полным данным, большинством исследователей возраст толщи кварцевых порфиров считается верхнебайосским, хотя некоторые все еще продолжают относить ее к среднему байосу. Однако, учитывая результаты исследований последних лет, необходимо проявить максимальную тщательность и осторожность при пользовании толщей кварцевых порфиров в качестве стратиграфического опорного горизонта для расчленения вулканогенно-осадочных образований средней юры. При этом необходимо учесть сильно изменяющуюся мощность и наличие субвулканических проявлений кварцевых порфиров, прорывающих как нижнюю вулканогенную толщу, так и толщу самих кварцевых порфиров.

Со стратиграфической точки зрения толща кварцевых порфиров М. Кавказа изучалась Р. Н. Абдуллаевым [5, 6], Ш. А. Азизбековым [10, 13], А. Т. Асланяном [19], Т. А. Гасановым [24], В. Н. Котляром (1936), В. Е. Хаином и Л. Н. Леонтьевым [50], Э. Ш. Шихалибейли [87] и др.

Кварцевые порфиры нередко переслаиваются с их туфами и туфобрекчиями, обычно мелкообломочными, по которым местами удается судить об элементах их залегания и степени дислоцированности.

Наряду с эффузивными фациями кварцевых порфиров, региональным развитием пользуются и их туфогенные разности, образовавшиеся либо в результате эксплозивной деятельности в верхнебайосское время, либо сформировавшиеся путем размыва и переотложения покровных кварцевых порфиров непосредственно, или вблизи от района их развития. Следует отметить, что туфы и туфобрекчии мощностью в 50—80 м развиты в верхней части толщи, а в середине они обычно отсутствуют или встречаются в виде прослоев.

В районе г. Кызылджа горизонт туфов и туфобрекчий имеет мощность в 100 м.

Туфы кварцевых порфиров обычно имеют отчетливо выраженную слоистость и при первом взгляде трудно отличимы от нормальных туфогенных пород. В северной части планшета, южнее с. Ирмашлы, эти слоистые туфы кварцевых порфиров постепенно переходят в осадочно-пирокластические образования келлосея.

Породы толщи кварцевых порфиров имеют самую различную окраску—от светло- до темно-серой, почти черной с преобладанием зеленовато-серых, грязновато-зеленых и зеленовато-голубых оттенков.

Кварцевые порфиры в пределах северо-восточных склонов М. Кавказа являются вмещающими породами месторождений ряда полезных ископаемых, особенно серноколчеданных. Так же, как и в других районах, кварцевые порфиры в районах развития гранитоидных интрузивов или рудопоявлений по целым площадям интенсивно гидротермально изменены и превращены во вторичные кварциты. Благодаря этому, они создают весьма характерный, издали бросающийся в глаза, положительный рельеф, резко выступая среди окружающих пород в виде высоких, нередко иглообразных выступов с отвесными стенками.

Из толщи кварцевых порфиров в соседнем Дашкесанском районе, в районе с. Кущи, П. Н. Яковлевым собрана фауна, определенная Г. Я. Крымгольцем, отнесшим ее первоначально к аалену, а затем к среднему бату. В 1940 г. Ш. А. Азизбековым ниже с. Шадах по р. Шадахчай была найдена фауна, определенная Г. Я. Крымгольцем как *Posidonia buchi* Roem. (верхний лейас—келловей) и *Pseudomonotis doneziana* Boriss. (байос).

Накснец в 1946 г. В. А. Комар в туфах кварцевых порфиров у с. Кущи была собрана следующая фауна аммонитов: *Phylloceras (Holcophylloceras) zignodianum* d'Orb. (байос—келловей), *Ph. (Calliphylloceras) cf. heterophylloides* Orp. (байос), *Phylloceras* sp., *Lytoceras (Thysanolytoceras)* cf. *tshonense* Kaxh (байос), *Lytoceras* sp.¹

А. Т. Асланян на основании анализа фауны и флоры из Човдара, а также обработки коллекции богатой фауны, собранной им в районе Аллавердского медного месторождения, пришел к выводу о верхнебайосском возрасте кварцевых порфиров М. Кавказа [17,19].

По данным А. Т. Асланяна [17,19], списки аммонитовой фауны по Северной Армении находятся в полном соответ-

¹ Определения сделаны Р. Я. Крымгольцем.

ствии со списками среднеюрской фауны П. Боннэ по Нахичеванской области, А. И. Джанелидзе [26, 27] и И. Р. Кахадзе [31, 32] по Грузии.

В соседнем районе по рр. Асрикчай и Дзегамчай, а также в южной части Ирмашлинской депрессии на туфы кварцевых порфиров непосредственно налегают отложения келловея, что отмечено было также Р. Н. Абдуллаевым и М. Н. Раджабовым (1954).

Верхняя вулканогенная толща. На толщу кварцевых порфиров трансгрессивно, но с незначительным угловым несогласием, налегает верхняя вулканогенная толща, представленная эффузивными, туфогенными и отчасти осадочными породами. В основании этой толщи нередко залегают конгломераты с гальками подстилающих кварцевых порфиров. Отложения верхней вулканогенной толщи в междуречье Шамхорчая и Дзегамчая пользуются значительным развитием, будучи особенно широко распространены в южной части планшета, хотя встречаются и в других частях района, в наиболее возвышенных пунктах в виде отдельных останцев на кварцевых порфирах, уцелевших от эрозии (рис. 7).

Возраст верхней вулканогенной толщи М. Кавказа определяется довольно точно. Наряду с богатой фауной, собранной из этой толщи в ряде районов, она подстилается и перекрывается соответственно фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего байоса и келловея. Мощность этой толщи в рассматриваемом районе достигает 1200 м, но уменьшается в западном направлении до 500—600 м. По возрасту она, согласно последним данным многочисленных определений фауны, относится к бату, хотя некоторые исследователи все еще продолжают ее считать верхнебайосбатской.

Характерной особенностью верхней вулканогенной толщи является богатство ее состава туфогенно-осадочными породами, группирующимися иногда в верхах толщи, хотя установить какую-либо закономерность в распределении фаций в связи с быстрыми изменениями их на небольшом расстоянии представляется не возможным. Судя по условиям залегания, ассоциации и структуре пород излияния лав батского времени носили подводный характер. Вулканические процессы то усиливались, то ослабевали, проявляя взрывную деятельность, приведшую к сложению пирокластических пород. Извержения носили центральный характер и сопровождалась взрывами, на что указывает быстрое изменение мощности по простиранию и брекчиевидная структура порфиритов. Однако каких-нибудь следов эруптив-

ных аппаратов и магмаподводящих каналов обнаружить не удалось. О центрах вулканической деятельности можно судить косвенно по увеличению мощности и значительному развитию грубообломочных и туфогенных пород.

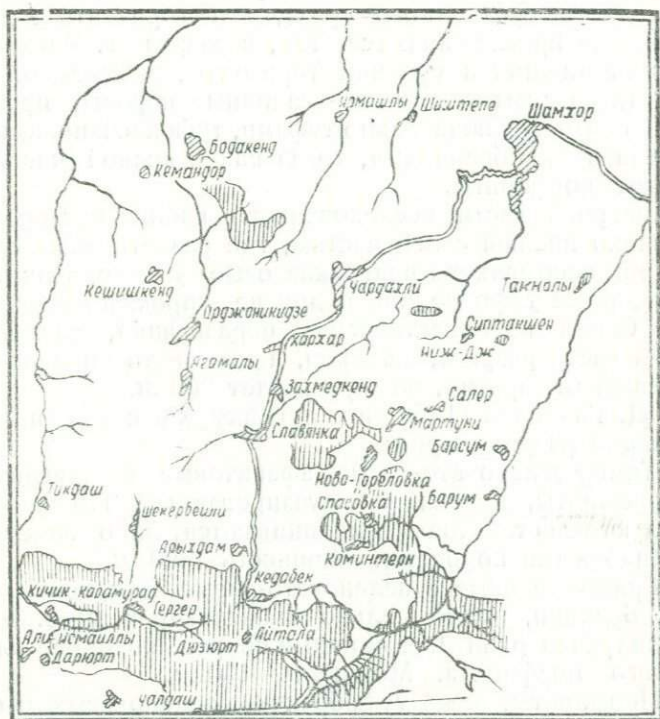


Рис. 7. Площадь распространения (выходов) отложений „верхней вулканогенной толщи“.

В туфопесчаниках имеется ясно выраженная слоистость, хорошо наблюдаемая по склонам речных долин. Мелкообломочные туфобрекчии и туфоконгломераты при разрушении превращаются в плохо отсортированные гравий и гальки.

Кроме того, местами в данной толще встречаются мало мощные горизонты кварцевых порфиров, согласно залегающие с вмещающими породами, что было отмечено еще К. Н. Паффенгольцем [58]. Однако следует отметить, что эти кварцевые порфиры обычно несколько отличаются от подстилающих данную толщу кварцевых порфиров. Так, в восточной части планшета, в районе сс. Мартуни—Коминтерн, в этой толще отчетливо выделяются три горизонта.

Здесь нижняя часть разреза представлена преимущественно порфиритами, на которые налегает горизонт кварцевых порфиров, выклинивающийся по простиранию в обе стороны. Верхи разреза состоят из туфов, туфопесчаников и туфобрекчий. Однако вследствие быстрой изменчивости и разной глубины эрозионного среза, эти горизонты в других участках не прослеживаются. Так, в разрезе г. Масхит присутствуют нижний и средний горизонты, в западной части планшета развиты туфогенно-осадочные породы, представленные почти исключительно туфами, туфопесчаниками, песчаниками и туфобрекчиями, тогда как в южной части преобладают порфириты.

В северной части исследованного района бат представлен только нижней своей частью, где развиты плагиоклазовые, роговообманково-плагиоклазовые и диоритовые порфириты, реже туфобрекчии и другие пирокластические породы. Серия пирокластических образований, развитых в верхней части разреза, размывта, а мощность нижней части, уцелевшей от эрозии, не превышает 200 м.

М. Д. Гаврилов (1953) по ручейку Спасовка приводит следующий разрез пород:

1. Темно-зеленовато-серые афанитовые и плагиоклазовые порфириты, иногда эпидотизированные. По простиранию на юго-восток либо выклиниваются, либо заменяются туфоосадочными породами. Мощность—400 м.

2. Грязно-зеленые и зеленовато-серые порфириты, туфы и туфобрекчии, часто сильно эпидотизированные. В этой пачке встречен один маломощный покров кварцево-плагиоклазового порфирита. Мощность—100 м.

3. Порфириты, реже туфобрекчии, зеленоватых и серых тонов. Породы эпидотизированы. Мощность—100 м.

4. Кварцевые порфириты зеленовато-серые, светло-зеленые и голубовато-зеленые с прослоями туфопесчаников. Мощность—60—80 м.

5. Туфобрекчии, туфы и плитчато-слоистые песчаники светло-зеленоватых тонов. В некоторых прослоях туфобрекчии встречаются зерна кварца. Мощность—50 м.

6. Туфопесчаники плитчато-слоистые зеленых тонов с прослоями туфобрекчии и туфоконгломератов. В последних встречена пачка кварцевых порфиров и плагиопорфиров. Мощность—200 м.

7. Туфопесчаники с подчиненными прослоями туфобрекчии, грязно-зеленые и буровато-зеленые. В туфопесчаниках часто встречаются зерна кварца. Отмечен один двухметровый покров голубовато-серого кварцевого порфирита. Мощность—200 м.

Наличие небольшой мощности горизонтов кварцевых порфиров среди отложений бата зафиксировано также в соседних районах, как западнее, так и восточнее рассматриваемого планшета.

В туфогенных породах г. Толстая К. Н. Паффенгольцем [58] собрана фауна плохой сохранности, представленная *Posidonia* sp., *Pecten* sp., *Astarte* sp., *Terebratula*, *Ostrea*, губками и аммонитами. Здесь же нами собрана обильная фауна, отмеченная также М. Д. Гавриловым, она представлена *Posidonia buchii* Roem. (по определению Т. А. Гасанова).

Исключительно богатая фауна из туфогенных пород этой толщи была собрана в соседних районах. Так, в Таузском районе, по р. Ахинджачай, к северу от с. Чинарлы, Ш. А. Азизбеков в 1940 г. собрал фауну из зеленых песчаников, которая по определению Г. Я. Крымгольца, оказалась *Hecticoceras* cf. *primaenum* Gross., *Perisphinctes pseudosubtilis* Liss., *Modiola gibbosa* Sow., *Limatula helvetica* Orp., *Ptylophyllum catchense* Morr., и характеризует батский ярус.

Непосредственно восточнее рассматриваемого планшета, в окрестностях с. Дашалты, в верхней вулканогенной толще Ш. А. Азизбековым была собрана фауна, определенная как верхнебатская: *Phylloceras kudernatschi* Haueg., *Phylloceras viator* d'Orb., *Phylloceras* cf. *zignodianum* d'Orb., *Lytoceras crimea* Strem., *Litoceras polyhelictum* Böckh., *Sphaeroceras* cf. *sulvicum* Roem., *Perisphinctes* cf. *rotundatus* Roem., *Belemnopsis verciacensis* Liss., *Hibolites gilleroni* Mayer., *Inoceramus balinensis* Rollier., *Pinni* (*Trichites*) cf. *cadomensis* Bayle.

В окрестностях с. Куши в песчаниках, непосредственно перекрывающих кварцевые порфиры, В. А. Комар была найдена фауна аммонитов, определенная Г. Я. Крымгольцем как батская: *Phylloceras* (*Holcophylloceras*) cf. *mediterraneum* Neum., *Ph.* (*Ptychophylloceras*) cf. *flabellatum* Neum., *Ph.* (*Partschiceras*) cf. *subobtusum* Kud., *Ph.* (*Partschiceras*) cf. *abichi* Uhld., *Lytoceras* (*Thysanolytoceras*) *adeloides* Kud., *L.* aff. *fasciculatum* Simon.

По Дашалтынскому разлому (Човдарское месторождение барита) с вулканогенной толщи Ш. А. Азизбековым была собрана фауна, определенная Г. Я. Крымгольцем как верхнебатская: *Phylloceras kudernatschi* Haueg., *Phylloceras viator* d'Orb., *Phylloceras* cf. *zignodianum* d'Orb., *Lytoceras crimea* Strem., *Lytoceras polyhelictum* Böckh., *Sphaeroceras* cf. *sulvicum* Roem., *Perisphinctes* cf. *rotundatus* Roem., *Belemnopsis verciacensis* Liss., *Hibolites*

gillicront Mayer., *Inoceramus rolinensis* Rollier., *Pinna* (*Trichites*) cf. *cadomensis* Bayle.

Из верхней вулканогенной толщи многочисленная фауна, определенная как батская, была собрана также во многих других пунктах: в районе Чирагидзора, г. Кяпаз и др.

Таким образом, батский возраст верхней вулканогенной толщи средней юры М. Кавказа в настоящее время можно считать установленным.

Верхний отдел (мальм)

В междуречье Шамхорчая и Дзегамчая верхняя юра имеет весьма ограниченное развитие, выражена в вулканогенной и осадочной фациях и представлена тремя ярусами (келловей, оксфорд и кимеридж), причем келловейский представлен преимущественно вулканогенно-осадочными, оксфордский — карбонатными и кимериджский — вулканогенными породами. Отложения верхней юры, выраженные в известняковой фации, имеют сравнительно небольшое развитие, преимущественно в ядрах синклиналей, и подстилаются с незначительным угловым несогласием вулканогенной и песчано-сланцевой толщей келловей. Однако не всегда удается четко отделить келловейский ярус от оксфордского, в связи с чем на геологических картах нередко участки отложения келловей-оксфорда показываются без подразделения.

Келловей-оксфорд. Отложения келловей-оксфорда (без подразделения) в исследуемом районе имеют ограниченное развитие. Наиболее распространены они в юго-восточной части планшета, в районе с. Коминтерн; небольшие выходы имеются в северной части района, южнее с. Ирмашлы, на г. Малорудничной Кедабекского месторождения и в юго-западной части планшета, севернее Али-Исмаиллы и южнее с. Дарюрт (рис. 8). Отложения эти представлены преимущественно осадочными, частично эффузивно-пирокластическими породами. Наиболее развиты в них песчаники, аргиллиты, туфопесчаники, туфы, туфобрекчии и редко порфириты. Эти отложения широко развиты на правом берегу Шамхорчая, вторгаются в Дашкесанский район, где (в Дашкесанском синклинории) максимально развиты и имеют мощность, превышающую 500 м.

Осадочно-пирокластическая толща келловей-оксфорда трансгрессивно и с небольшим угловым несогласием налегает на вулканогенно-осадочные отложения бата; мощность ее превышает 400 м. Эти отложения в районе с. Коминтерн внизу сложены из порфиритов и туфобрекчий, а сверху переходят в туфопесчаники, песчаники и аргиллиты, тонко-

слоистые, с довольно крутым углом падения и с большим количеством растительных остатков и ископаемой фауны. Из этой толщи М. Д. Гавриловым (1953) были собраны ископаемые остатки фауны, определенные Т. А. Гасановым как *Aequipecten fibrosodichotamus* Sow., *Chlamys ambigua* Münst., *Spondylus* sp.

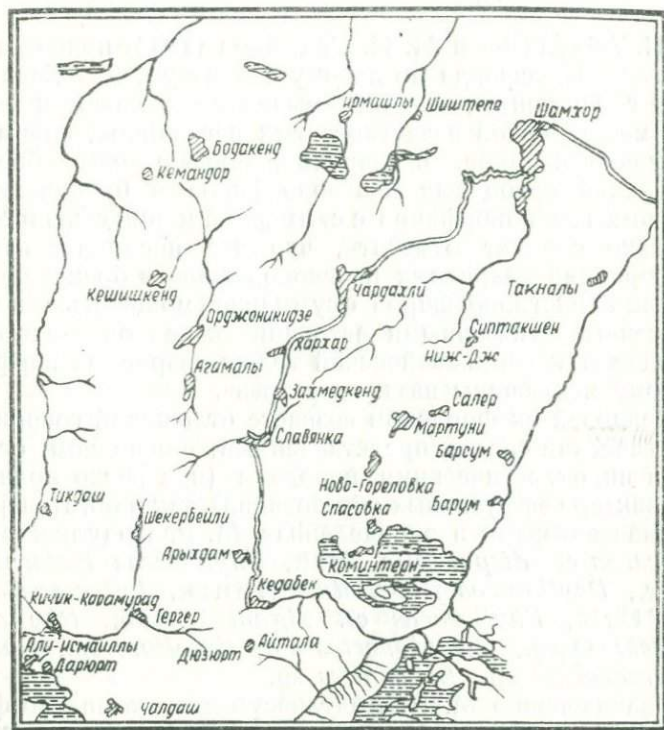


Рис. 8. Площадь распространения (выходов) отложений келловей-оксфорда.

В нашем сборе из этих отложений Т. А. Гасановым были определены: *Aequipecten subinaequicostatus* Kas., *Aequipecten fibrosus* Sow., *Nautilus* sp. и кораллы. Все эти формы, по Т. А. Гасанову, указывают на келловей и частично келловей-оксфордский возраст отложений.

В северной части района осадочно-пирокластические породы келловей-оксфорда, впервые установленные Р. Н. Абдуллаевым и М. Н. Раджабовым (1954) и ранее считавшиеся П. С. Бернштейном [21], К. Н. Паффенгольцем [57] и Ш. А. Азизбековым [13] нижеюрскими, выступают в Ир-

машилинской депрессии, южнее сс. Ирмашлы, Шиштепе. Здесь эти отложения узкой полосой окаймляют с севера выходы кварцевых порфиров и их туфов. Отличительной особенностью этих отложений здесь служит подчиненный характер нормально глинистых и песчаных пород и преобладание пирокластических образований, представленных туфопесчаниками, туфоалевролитами, реже мелкообломочными туфобрекчиями и др.

Р. Н. Абдуллаев и М. Н. Раджабов (1954) приводят разрез келловей-оксфорда по левому склону ущелья Каранлых, южнее с. Ирмашлы, где ими выделены 9 пачек чередующихся между собой известковистых песчаников, полимиктовых туфопесчаников, песчаников, порфиритовых брекчий, туфобрекчий кварцевых плагиопорфиров и брекчиевидных кварцевых плагиопорфиров с суммарной мощностью в 289 м.

Однако следует отметить, что две последние пачки — туфобрекчий кварцевых плагиопорфиров и брекчиевидных кварцевых плагиопорфиров с суммарной мощностью в 25 м, — отнесенные указанными авторами к келловей-оксфорду, принадлежат к верхнебайосской толще кварцевых порфиров, а поэтому исключены нами из разреза.

О келловей-оксфордском возрасте отложений говорит как литологический состав, представленный, в основном, осадочными и пирокластическими породами (при резко подчиненном характере эффузивных образований), так и богатая фауна, собранная авторами и определенная М. Р. Абдулкасумзаде: *Phylloceras* cf. *disputabile* Zitt., *Phylloceras kudernatschi* Haueг., *Phylloceras flabellatum* Neum., *Lytoceras bineanus* d'Orb., *Phylloceras* cf. *zignoï* d'Orb., *Phylloceras* cf. *puschi* Opp., *Camptonectes* sp., *Entolium* sp., *Chlamys* sp., *Terebratula* sp., *Belemnites* sp.

По заключению М. Р. Абдулкасумзаде, комплекс фауны указывает на келловей-оксфордский возраст, вмещающих пород. Нами установлены также (1954) на Кедабекском месторождении келловей-оксфордские отложения, которые слагают так называемую г. Малорудничную, имеющую платообразную, плавно наклоненную на юг форму. (Эти отложения ранее считались батскими). Здесь, на северо-восточном борту Вернер-оврага, по линии крупного дорудного разлома, имея тектонический контакт, на породы „нижней вулканогенной толщи“ средней юры с большим угловым несогласием налегают сильнорассланцованные, тонкослоистые, глинисто-туфогенные породы, превращенные преимущественно в биотитовые роговики, с крутым падением на юго-восток под углом 55—65°. Последние покрываются налегающими на них пироксено-гранатовыми, эпидото-гранатовыми роговиками, согласно

перекрывающимися, в свою очередь, сильно рассланцованными мергелеподобными породами, превращенными в пироксеновые роговики. Весь этот разрез туфогенно-осадочных пород (туфопесчаников, песчаников, аргиллитов), превращенных в различные роговики, мощностью порядка 150 м, относится к келловей-оксфордскому ярусам, который в силу интенсивной метаморфизации (инъектировавшей его Кедабекской интрузией) лишены остатков ископаемой фауны, но хорошо параллелизуются с фаунистически охарактеризованным комплексом пород района с. Коминтерн (1954).

Р. Н. Абдуллаев (1948) приводит разрез келловей-оксфордской толщи, заснятый несколько южнее с. Дарюрт, где им выделены 15 пачек чередующихся между собой песчаников, глинистых песчаников, известковистых песчаников, туфопесчаников, мелкообломочных туфобрекчий, брекчиевидных туфов кварцевого порфирита с многочисленными пропластками и прослойками глинистых песчаников и туффитов с суммарной мощностью в 340 м.

В восточном направлении мощность этой толщи уменьшается и в районе с. Калакенд доходит до 220 м, сохраняя полную аналогию в литологическом составе. Келловей-оксфордский возраст этой толщи здесь впервые был определен К. Н. Паффенгольцем [58] по аналогии с осадочно-туфогенной толщей района с. Кабахтапа, где еще в 1862 г. Г. Абих собрал много окаменелостей, определенных М. Неймаером и В. Улигом как верхне-келловейские.

Здесь, благодаря наличию довольно крупного сбросового сдвига, отложения келловей-оксфорда приходят в тектонический контакт, с одной стороны, с лузитанскими известняками, а с другой — с эффузивно-пирокластическими отложениями эоцена.

В 1947 г. Р. М. Абдуллаевым из верхней части этой вулканогенно-осадочной толщи, западнее с. Али-Исмаиллы была собрана фауна, определенная И. Р. Кахадзе как *Phylloceras zignodianum* d'Orb., *Ph.* cf. *euphyllum* Neum.; *Ph. mediterraneum* Neum., *Ph.* cf. *tatricum* Pusch., *Ph.* cf. *honnairei* d'Orb., *Lytoceras* sp., *adelaе* d'Orb., *Hecticoceras* sp., *Perisphinctes* sp. ex gr. *curvicosta* Opp., *Oppelia* sp., указывающая, по И. Р. Кахадзе, на принадлежность описываемой толщи к келловей-оксфорду.

Породы описываемой толщи полосой, шириною в 800—1000 м, протягиваются от р. Чатындере (правый приток р. Дзегамчай) в восточном и юго-восточном направлении вдоль южного крыла синклинали, сложенной известняками верхнего оксфорда, и доходят до с. Калакенд. Осадочно-пирокластическая толща келловей-оксфорда в северном на-

правлении, уменьшаясь в мощности, выклинивается, поэтому оксфордские известняки, слагающие северное крыло синклинали, залегают непосредственно на отложениях батского яруса. Последнее обстоятельство может быть объяснено, либо полным выклиниванием келловей-оксфорда в северном направлении, либо фациальным переходом в том же направлении туфогенно-осадочных отложений келловей-оксфорда в карбонатные породы. В пользу последнего, по мнению Р. Н. Абдуллаева (1947), говорит тот факт, что известняки на юге, где они подстилаются осадочно-туфогенными породами келловей-оксфорда, имеют небольшую мощность, порядка 20—30 м, а на севере, значительно увеличивая свою мощность, ложатся непосредственно на батскую вулканогенно-осадочную толщу.

Отложения келловей-оксфорда весьма широко распространены в восточной исследуемой области, в Дашкесанском, Ханларском и Шаумяновском районах, и заполняют синклинальные структуры, где различными авторами и в разное время собрана обильная фауна. Наиболее полный разрез этих отложений описан М. Р. Абдулкасумзаде по г. Кязаз (Ханларский р-н), охарактеризованный обильной фауной. В Шаумяновском районе эти отложения являются вмещающими породами Монашидского и Агджакендского месторождений гипса.

Определенный интерес представляют работы А. Т. Асланяна [18, 19] в Шамшадинском районе Армянской ССР. Автор путем параллелизации с фаунистически охарактеризованным разрезом Далидага (левобережье Акстафачая) отделяет отложения келловей от оксфордских. Он приводит следующий разрез келловей между сс. Чоратан и Кирчи:

1. Мелкообломочный базальный конгломерат, сложенный из продуктов разрушения кварцевых порфиров. Мощность—20 м.

2. Желтовато-серые плотные глины с прослоями известковых алевролитов с конкрециями сидерита. Глины содержат *Posidonia buchi* Rœm. Мощность—50 м.

3. Алевролиты, переслаиваемые с грубозернистыми песчаниками с фауной *Posidonia buchi* Rœm. и *Lytoceras* sp. Мощность—20 м.

К оксфорду им условно отнесена 100-метровая пачка голубовато-зеленых, фиолетовых кристаллических туфов и туфобрекчий, порфиритов и грубозернистых туфопесчаников, залегающая на келловейской осадочной толще. Выше эта пачка срезается известково-доломитовой свитой лузитана.

Лузитан¹ (оксфорд). Отложения келловея М. Кавказа перекрываются трансгрессивно, но с незначительным угловым несогласием карбонатной толщей верхней юры. На М. Кавказе большую часть этих известняков относят к лузитану, хотя местами такие датируются как оксфорд.

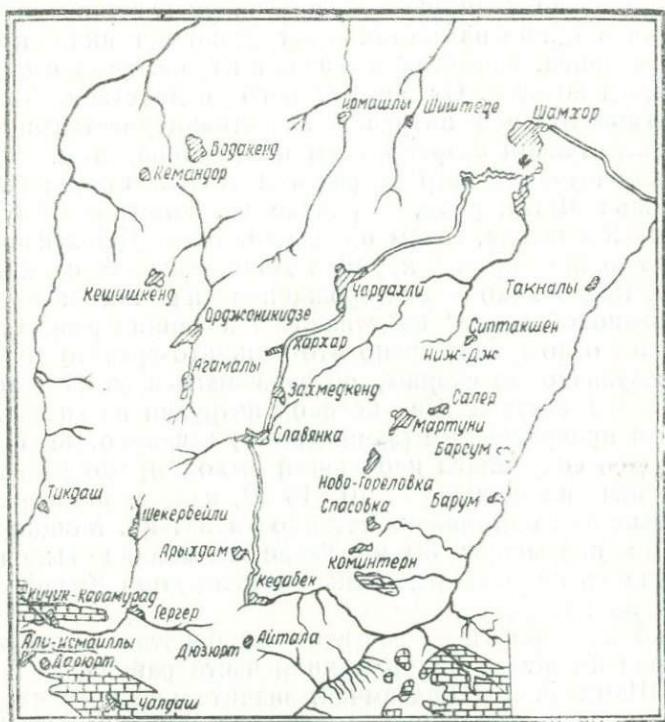


Рис. 9. Площадь распространения (выходов) отложений лузитана.

Карбонатная фация верхней юры в нашем районе развита на трех участках: южнее с. Коминтерн (на Сардарском хребте), на Кедабекском месторождении и в крайнем юго-западном конце планшета. На последнем участке эти отложения имеют наибольшее развитие, полосой протягиваясь от с. Калакенд до с. Бюек-Карамурад (рис. 9).

¹ Под названием „лузитанский ярус“ на М. Кавказе выделяется карбонатная толща, соответствующая по возрасту верхней части оксфордского и низам кимериджского ярусов. Хотя этот ярус не входит в общую стратиграфическую шкалу юрских отложений, однако мы сохраняем в наших описаниях этот термин, как укоренившийся в литературе.

На отложениях келловей-оксфорда известняки лузитана лежат трансгрессивно, без заметного углового несогласия с конгломератом или брекчиями в основании.

Известняки, сохранившиеся в виде островка в 1,5—2,0 км к югу от с. Коминтерн, на Сардарском хребте представлены толстослоистыми и массивнослоистыми породами от светло-серо-белого до темно-серого, иногда почти черного цвета. Местами в толще известняков встречаются тонкие прослои туфопесчаника. Известняки падают на северо-восток (10°) под углом 20—25°. От контактового воздействия Кедабекской гранитоидной интрузии известняки участками в той или иной степени скарнированы и мраморизованы.

Исключительно широко развиты эти известняки на правобережье Шамхорчая, в районе сс. Эмирвар—Шаумян—Заглик—Кабахтепе, затем продолжают в Дашкесане, где слагают южное крыло крупной Дашкесанской синклинали.

На Кедабекском месторождении на так называемой „Везувиановой горке“ выступают венчающие разрез верхнеюрских отложений скаполито-кальцито-гранато-волластонито-везувиановые скарны, образовавшиеся за счет контактового воздействия Кедабекской интрузии на известняки, целиком превращенные (замещенные) в скарновые породы, хотя здесь сохранился небольшой выход мраморизованного известняка пласта в 10—15 м², как неопровержимый факт былого залегания известняков лузитана. Мощность их здесь не превышает 30 м. Такие же мелкие выходы их сохранились на ряде холмиков около дома Кедабекского райисполкома.

Наиболее широкое развитие карбонатные отложения оксфорда имеют в юго-восточной части района, в междуречье Шамхорчая и Дзегамчая, значительно превосходя по площади распространения отложения келловей-оксфорда. Эти отложения наиболее полно изучены Р. Н. Абдуллаевым (1947), данные которого нами использованы в настоящей работе.

Известняки заполняют депрессию, образуя систему прямых и пологих складок с простиранием на северо-запад (300°). Карбонатные отложения полсзой, шириною от 1,0 до 4,5 км, протягиваются на расстоянии 15 км, имея максимальное развитие между сс. Али-Исмаиллы и Полатлы.

На юге, по линии сс. Арыгыран—Калакенд, описываемые известняки оксфорда залегают на туфогенно-осадочную толщу келловей-оксфорда, а на севере, в районе с. Кичик-Карамурад, они непосредственно налегают на эродированную поверхность вулканогенно-осадочной толщи батского яруса с колебаниями в мощности от 20 м на юге до

200 м на севере. Непосредственное налегание известняков на батские отложения при значительной мощности их, очевидно, связано с фаціальным переходом известняков в туфогенно-осадочные породы в южном направлении.

Литологически слоения оксфорда представлены разностями известняков белого, серого, желтовато-серого цвета, обломочными, плотными, мелко-и тонкозернистыми кремневыми, иногда слабобраморизованными, нередко с отчетливо выраженной слоистостью. Большею частью они образуют массивные, грубозернистые, сильнотрещиноватые пласти.

В районе с. Калакенд, в нижней части карбонатной толщи, Р. Н. Абдуллаевым отмечены два прослоя сильно сцементированного известнякового конгломерата (с фауной аммонитов и белемнитов), мощность нижнего прослоя в 0,5 и верхнего—в 2 м, на основании чего он делает вывод о мелководном режиме и колебании дна Оксфордского моря в начальной стадии отложения известняков. В районе с. Кичик-Карамурад участками карбонатное вещество почти целиком замещается мелкозернистым халцедоном.

Известняки, обычно массивные, реже брекчиевидные, грубослоистые с преобладанием тонкозернистых, песчанистых, пелитоморфных и псевдооолитовых разновидностей.

Р. Н. Абдуллаевым [2] в районе с. Калакенд, в нижней части толщи в конгломератовых прослоях, была собрана богатая фауна, определенная И. Р. Кахадзе как *Perisphinctes* ex gr. *plicatilis* Sow., *Phylloceras manfredi* Opp., *Lysoceras* sp., *Phylloceras tortisulcatum* d'Orb., *Stephanoceras* sp., *Lyssoceras* sp., *Phylloceras* cf. *disputabile* Zitt., *Phylloceras* sp., указывающая, по И. Р. Кахадзе, на оксфордский возраст описываемой карбонатной толщи.

В тех же отложениях в окрестностях с. Кабахтепе (Дашкесанский р-н) Р. Н. Абдуллаевым найдены следующие формы, определенные М. Р. Абдулкасумзаде: *Terebratula* cf. *etaloni* Pevel., *T.* cf. *valfinsis* Leve., *T.* aff. *subformis* Sow., *Rynchonella* cf. *smithi* Walker., *Rh.* cf. *coracolis* Goldf., *Chlamys* cf. *veninea* Sow., позволяющие карбонатную толщу отнести к лузитану.

Кимеридж. Отложения кимериджа в изучаемом районе пользуются незначительным развитием и известны на двух участках: в 2 км к юго-востоку от с. Коминтерн, на южном склоне Сардарского хребта, и в северной части планшета, в Ирмашлинской депрессии (рис. 10).

Эти отложения представлены эффузивно-пирокластическими образованиями, согласно налегающими на породы келловей-оксфордского и лузитанского ярусов; мощность их в нашем районе не превышает 250 м.

Юго-восточнее с. Коминтерн отложения кимериджа сохранились в виде небольшого островка и согласно залегая на известняках лузитана, занимают площадь менее 1 км² и представлены слонстыми, фиолетово-серыми туфами, мощность которых не превышает 30 м.

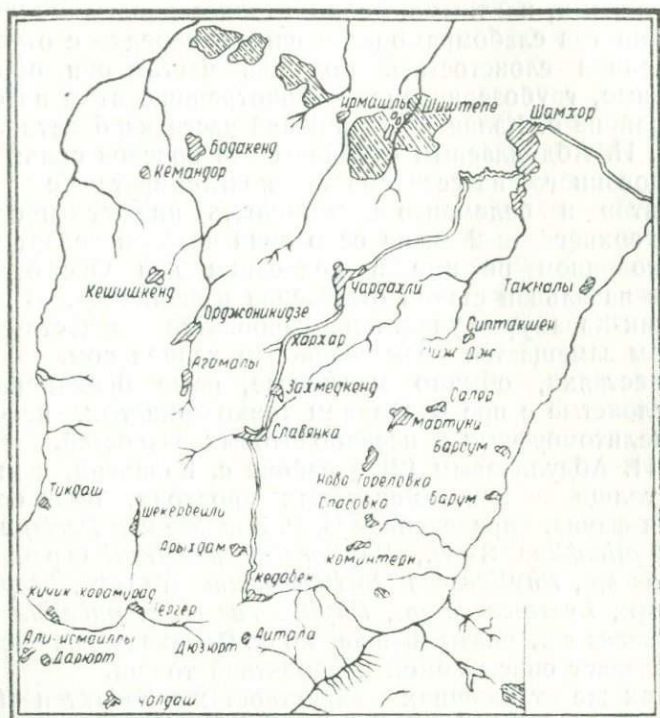


Рис. 10. Площадь распространения (выходов) отложений кимериджа.

В Северной части толща кимериджа от р. Дзегамчай вдоль предгорий узкой полосой протягивается к востоку и доходит до сс. Ирмашлы—Шиштепе, подстилается осадочно-пирокластическими породами келловей-оксфорда, покрываясь, в свою очередь, эффузивными, реже пирокластическими сбраованиями нижнего турона. Эти отложения достаточно полно изучены Р. Н. Абдуллаевым и М. Н. Раджабовым (1954), данными которых мы и пользовались.

В этой толще покровы порфиритов мощностью в 50—80 м чередуются с туфобрекчиями, туфоконгломератами, реже туффитами и туфсалевролитами. Порфириты микроскопически

представляют собой полукристаллические породы, в основном, лилового цвета с различными оттенками. Отличительной особенностью данной толщи является грубообломочный характер ее пирокластических образований, среди которых преобладают мощные пачки туфобрекчий. Размеры обломков в последних колеблются от 10—15 см до 1 м и более. Такой же характер носят и туфоконгломераты, хотя они не имеют широкого развития. Цементный материалом в них являются туфопесчаники, туфоалевролиты и другие смешанного типа туфовые образования. Грубообломочные породы—конгломератового образования субаэрального характера. Весьма характерным для описываемых пород является фиолетовый цвет, зеленовато-серые тона среди них являются редкостью.

В толще кимериджа, среди мелкообломочных пирокластических пород, отмечены литокластические, кристаллокластические, витрокластические туфы, мелкозернистые известковые туфопесчаники, туфоалевролиты, алевротуффиты, эпидотизированные грубозернистые туфопесчаники и другие разности, связанные между собой фациальными переходами. Нередко отдельные разности этих пород быстро и на коротком расстоянии по простиранию выклиниваются, заменяясь другими разностями пирокластических пород. Благодаря частому чередованию покровов порфиритов с пирокластическими породами, а также различной сопротивляемости их агентам денудации, районы развития толщи кимериджа характеризуются своеобразным рельефом, сопровождаются отвесными карнизами, нередко продолжающимися на значительном расстоянии.

В полосе развития кимериджа в предгорной части имеются куполовидные выступы, сложенные рассланцованными порфиритами и представляющие собой вулканические аппараты, впоследствии заполненные лавами; в настоящее время они представляют собой некки.

Рассланцованные порфириты наиболее широкое развитие имеют на г. Каратодж, где они слагают ее обрывы и западные отроги и образуют мелкие складки.

Р. Н. Абдуллаев и М. Н. Раджабов установили кимериджский возраст толщи по следующим соображениям.

1. Толща подстилается фаунистически охарактеризованными отложениями келловей-оксфорда и несогласно перекрывается фаунистически охарактеризованной пачкой сеномана с базальным конгломератом в основании.

2. Аналогичные отложения севернее с. Берт Шамшадинского района Армянской ССР (в соседнем с Таузским р-м) отнесены А. Т. Асланяном также к кимериджу [19].

Отложения кимериджа широко развиты восточнее, в соседнем Дашкесанском районе, где они слагают ядро Дашкесанского синклиория. Алунитизированная толща г. Шарукар (Загликское месторождение алунита) также относится к кимериджу, что подтверждается найденными Б. Я. Меренковым и П. А. Литвиненко кораллами. В 1935 г. в алунитизированной пачке, залегающей в низах этой толщи, этими исследователями была собрана фауна, определенная М. Е. Мирчинк как *Blastochaetetes capiliformis* Dietrich, *Chaetetes capiliformis* Mich., *Calomophyllia furcata* Kobu., *Cylindrophyma millepora* Goldf., *Montlivaultia compressoides* Kobu., *Helicoenia variabilis* Kobu., *H. costulata* Kobu., *Cidaris* sp., *Ostrea* sp., указывающая на кимериджский возраст алунитовой толщи г. Шарукар.

В 1946 г. у с. Заглик Л. Н. Леонтьевым была найдена *Thecosmilia longimona* Quenst. (определения сделаны Н. Бендукидзе).

Работами Р. Н. Абдуллаева и М. Н. Раджабова (1954) установлено исключительно широкое распространение отложений кимериджа в Таузском районе, где мощность их достигает 1000 м.

Меловая система

Отложения мела в районе наших исследований пользуются незначительным распространением и представлены, в основном, верхним своим отделом. Нижний отдел представлен единственным небольшим выходом, обнажающимся в виде островка в районе с. Калакенд.

Отложения верхнего мела, имеющие сравнительно большее распространение, опоясывают наш планшет с севера в предгорной полосе, причем нижняя часть разреза (сеномантурон) выражена в вулканогенной, а верхняя часть (сено), главным образом, в нормально осадочной (карбонатной) фациях. Полоса развития верхнемеловых отложений картировалась Р. Н. Абдуллаевым и М. Н. Раджабовым (1954), а в последствии и нами.

Нижний отдел

Как указывалось выше, нижнемеловые отложения в междуречье Шамхорчая и Дзегамчая пользуются исключительно ограниченным развитием и по возрасту относятся к альбскому ярусу.

Альб. Отложения альбского яруса в виде небольшого станца обнажаются в самой южной части планшета, в

0,5 км к северу от с. Калакенд, на седловине водораздела между Калакендчаем и Карабулахчаем, по дороге Планкенд—Калакенд.

Эти отложения впервые были констатированы Р. Н. Абдуллаевым в 1947 г. Они трансгрессивно залегают на вулканогенно-осадочной толще и, благодаря сбросу, проходящему в западной части, приходят в тектонический контакт (?) с осадочно-пирокластической толщей келловей-оксфорда и карбонатной оксфорд-лузитана. Эти отложения гипсометрически залегают ниже известняков оксфорд-лузитана, в связи с чем их ранее считали более древними, чем известняки, и относили к келловей-оксфорду.

Р. Н. Абдуллаевым на этом участке из мелкообломочного известковистого конгломерата (мощность—25 м) была собрана фауна, определенная М. С. Эристави как *Aucella apticusis* (d'Orb.) Pomr., *Neithea morrissi* Pict. et Ren., *Neithea* cf. *aequicostata* Lam., *Neohibolites* sp., *Pecten* (*Entolium*) sp., *Pecten* (*Camptonectes*) sp., *Pecten* (*Chlamys*) sp., *Neithea* sp., *Exogyra* sp.

На основании этой фауны Р. Н. Абдуллаев указанную толщу отнес к апт-альбу, а Л. Н. Леонтьев [50]—к верхнему апт-клансею.

Несколько позднее нижнемеловые (альбские) отложения рассматриваемого участка были изучены А. Г. Халиловым, которым выявлен здесь более мощный разрез (140 м) нижнего мела, представленного только верхним подъярусом альба. По данным этого исследователя [83], восходящий разрез этих отложений представлен в следующей последовательности:

1. Свита тонкослоистых серых туфогенных песчаников:
а) внизу (5 м) более рыхлые желтовато-и зеленоватосерые песчаники с *Phylloceras* ex gr. *velledae* Mich., *Kosmatella agassiri* Pict. at Roux., *Puzosia* cf. *planulata* Sow., *P.* sp., *Neohibolites stylioides* Renng., *N. minimus* List., *N.* sp.;

б) выше—чередование более плотных и сравнительно рыхлых толстослоистых песчаников (13 м), местами сильно известковистых серого цвета с *Hamites* cf. *rotundus* Sov., *Ammonites* sp.;

в) наверху—плотные темно-серые песчаники с пропластками более рыхлых желтовато-серых грубозернистых туфогенных песчаников с *Neohibolites*. Пласты падают на юго-запад (220°) под углом 18—20°. Мощность всей свиты—26 м.

2. Грязно-серые грубослоистые крупнозернистые невискипающие с HCl туфопесчаники с включениями цветных минералов и растительного детритуса. Мощность—18 м.

3. Темно-серые с зеленоватым оттенком известковистые тонкозернистые песчаники с прослойками более мягких глинистых песчаников. Встречается сравнительно богатая, но однообразная фауна, среди которой удалось определить: *Puzosia* sp., *Perzinquieria* sp., *Baculites* sp., *Neohibolites* cf. *subtilis* Krimh., *N.* sp., *Nucula* sp., *Aucellina aptiensis* (d' Orb.) Pomp., *A.* cf. *nassibianzi* Sok., *A.* cf. *antihulai* Pavl., *A. pavlowi* Sok., *A. pompeckji* Pavl., *A. gryphacoides* Sow., *A. parva* Stol., *A. krasnopolskii* Pavl., *Neithea* cf. *aequicostata* Lam., *Corbula* sp., *Turritella* sp. Мощность—26 м.

Пачка туфопесчаников грязно-серых толстослоистых грубо- и крупнозернистых внизу и красновато-серых мелкозернистых с включениями зеленой породы и растительного детритуса наверху.

Встречаются: *Ammonites* sp., *Kossmatella agassizi* Pict. et Roux., *Turritites* sp., *Puzosia* cf. *planulata* Sow., *Neohibolites* sp., *Exogyra* sp.

Описанные породы, по мнению А. Г. Халилова (83), отлагались в прибрежной зоне северной окраины Севано-Акеринского моря верхнего альба.

Верхний отдел

Отложения верхнего мела имеют лишь небольшое развитие в северной части района наших исследований, слагая предгорную полосу, и литологически представлены как вулканогенными, так и нормальными осадочными породами. Изучению верхнемеловых отложений М. Кавказа посвящено много работ—М. М. Алиева [14, 15], В. П. Ренгартена [63], К. Н. Паффенгольца [57], Ш. А. Азизбекова [13], А. Н. Соловкина [67, 71], Р. Н. Абдуллаева [1], Э. Ш. Шихалибейли [87], Р. А. Халафовой (1957) и др. Однако в районе наших исследований эти отложения наиболее полно изучены Р. Н. Абдуллаевым и М. Н. Раджабовым (1954), проводившими геологическое картирование в крупном масштабе. Поэтому нами, помимо своих данных, использованы, главным образом, материалы этих исследователей. В рассматриваемом районе присутствуют отложения сеномана, турона и сенона.

Сеноман. Отложения сеномана в пределах нашего района пользуются весьма ограниченным развитием и распространены в северо-восточной части и на крайнем юге планшета. На северо-востоке имеются два выхода этих отложений: один, небольшой выход,—на юго-западной окраине с. Шиш-

тепе и второй—в виде узкой полосы протягивается южнее с. Моруль, с юго-востока на северо-запад, на расстоянии 5—6 км (рис. 11).

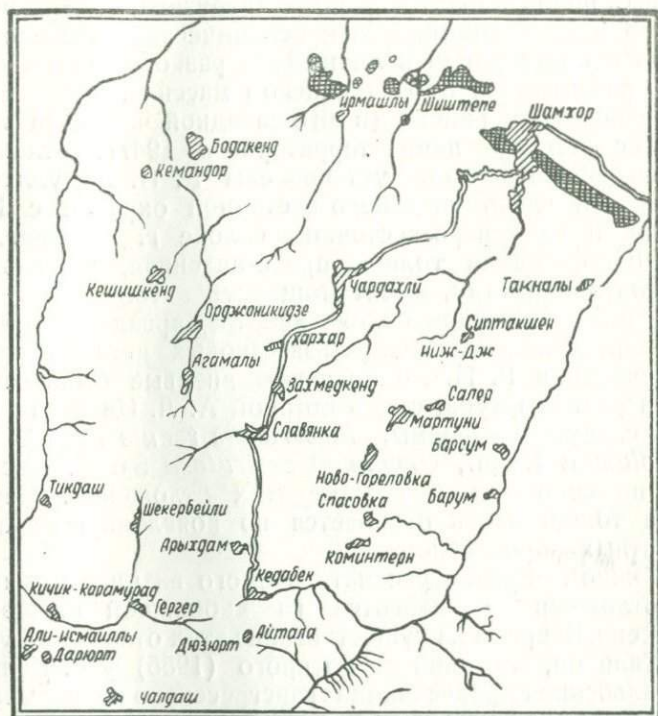


Рис. 11. Площадь распространения (выходов) отложений сеномана.

У с. Шиштепе сеноман, представленный песчано-глинистыми и пирокластическими отложениями, трансгрессивно и несогласно налегает на кимеридж. На втором участке отложения сеномана, представленные пирокластическими и карбонатно-терригенными породами, в юго-восточной части полосы выхода их также трансгрессивно и несогласно залегают на нижней вулканогенной толще средней юры. Мощность отложений сеномана здесь не превышает 100 м. Следует отметить, что в этой пачке имеется слой грубозернистых песчано-органогенных известняков, мереполненных битой фауной. Заслуживает внимания то, что отложения сеномана, протягивающиеся в виде узкой полосы, в северо-западной части налегают на интрузивные породы Кабахтепинского

гранитоидного интрузива и никаких признаков контактового воздействия интрузии не обнаруживают, что свидетельствует о досеноманском возрасте интрузива. Об этом отчетливо говорят также собранные нами многочисленные гальки гранитоидных пород Кабахтепинского интрузива, содержащиеся в отложениях сеномана. Микроскопическое исследование этих галек подтвердило наличие всех разновидностей гранитоидов, развитых на Кабахтепинском массиве.

В Кедабекском районе (в юго-западной части) за пределами исследуемой нами территории в 1947 г. отложения сеномана впервые были установлены Р. Н. Абдуллаевым. Развиты они здесь на северо-восточной окраине с. Ново-Ивановка и на северо-восточном склоне г. Дарвадаг. Эта осадочно-туфогенная толща, представленная, в основном, туфо конгломератами, имеет мощность в 100 м.

На северо-восточном склоне хребта Дарвадаг в балке, в прослоях мелкообломочных известковых конгломератов и туфопесчаников Р. Н. Абдуллаевым впервые была найдена многочисленная фауна, среди которой А. Л. Цагерели определены следующие формы: *Inoceramus tenuis* Mant., *Exogyra columba* Lam., *Gryphaea vesiculosa* Sow., указывающие на сеноманский возраст этих сложенных. Верхняя граница толщи здесь отбивается по появлению в разрезе карбонатных пород сенона.

На южной окраине рассматриваемого планшета сеноманские отложения обнажаются на небольшой площади у с. Калакенд. Впервые на существование этих отложений указал А. Г. Халилов, по данным которого (1955) у с. Калакенд верхнеальбские туфопесчаники трансгрессивно перекрываются толщей (50 м) серого известковисто-туфогенного конгломерата, среди галек его часто встречаются обломки подстилающих альбских пород. В этих конгломератах им же была собрана и определена фауна: *Pecten* aff. *orbicularis* Sow., *Neithea* cf. *aequicostatus* Lam., *Ostrea* sp., *Exogyra* sp., *Astarti* sp., *Natica crassiana* d'Orb. и др.

Общий облик фауны, а также характер залегания и литологического состава указанных конгломератов, по мнению А. Г. Халилова, полностью совпадают с таковыми сеномана многих пунктов М. Кавказа. Исходя из этого, эти конгломераты были отнесены А. Г. Халиловым к сеноману.

Из этих отложений в 1956 г. нами была собрана весьма богатая фауна, среди которой оказалось немало форм хорошей сохранности, определенные А. Г. Халиловым как *Pectunculus* cf. *sublaevis* Sow. (сеноман), *Pecten* (*Chlamys*) *subacutus* Lam. (сеноман), *Ostrea vesicularis* Lam. (сеноман), *Exogyra* aff. *columba* Lam. (сеноман-турон), *Exogyra*

sp., *Alectryonia* sp., *Neithea quinquecostata* Sow., (в альб-турон), *N. aequicostata* Lam. (альб-сеноман), *Lima* sp., *Sealaria* sp. и *Rhynchonella* sp. Этот комплекс фауны, по мнению А. Г. Халилова, бесспорно доказывает сеноманский возраст содержащих его отложений. В одном обломке конгломерата определена альбская форма *Neohibolites* cf. *stylivides* Reppg. Этот обломок, видимо, попал в сеноман при сеноманской трансгрессии.

Таким образом, в результате наших исследований сеноманский возраст рассматриваемых конгломератов получил достаточное фаунистическое обоснование.

Нижний турон. Отложения нижнего турона в пределах исследуемого района имеют небольшое распространение и целиком сосредоточены в северо-восточной части планшета; они полосой, шириною от 0,5 до 1 км, протягивается с юго-востока на северо-запад, почти параллельно шоссе на дороге, начиная от с. Отахчи-Текналы на левом берегу р. Шамхорчай, продолжают по южной и юго-западной окраине гор Шамхора, далее протягиваются в северо-западном направлении, вплоть до сс. Энгельскенд и Шиштепе, слагая предгорную полосу (рис. 12).

Начиная от района Шамхора в северо-западном направлении полоса выхода отложений турона резко суживается, образуя на крайнем северо-западе отдельные мелкие, изолированные выходы и останцы, выступающие в районе сс. Энгельскенд и Шиштепе. Эти отложения преимущественно залегают на сеномане, однако ввиду сходного петрографического состава и постепенного перехода сеномана в турон, точно отбить границу между ними не всегда удается, и большей частью граница проводится условно. Поэтому на таких участках целесообразнее отложения сеномана и нижнего турона рассматривать вместе, не производя искусственного деления их. Местами же они трансгрессивно залегают как на интрузивных породах Кабахтепинского гранитоидного массива, так и на толще кварцевых порфиров верхнего байоса и на отложениях кимериджа (в северо-западной части полосы их развития).

Следует отметить, что на тех участках, где нижнетуронские отложения лежат на интрузивных породах никаких контактовых воздействий интрузии они не обнаруживают,

Толща нижнего турона перекрывается трансгрессивно залегающими на них отложениями сенона на участке между сс. Шиштепе и Моруль. Нижний турон здесь на полную мощность не обнажается, так как ввиду выхода отложений в самой предгорной полосе, они быстро погружаются под мощную толщу четвертичных отложений — галечников — или

же срезаются трансгрессивно залегающими слоями сенона. Видимая мощность нижнего тулона в рассматриваемой полосе не превышает 200 м. Литологический состав отложений представлен эффузивно-пирокластическими образованиями — порфиритами, туфобрекчиями, туфоконгломератами, реже туфопесчаниками и туффитами.

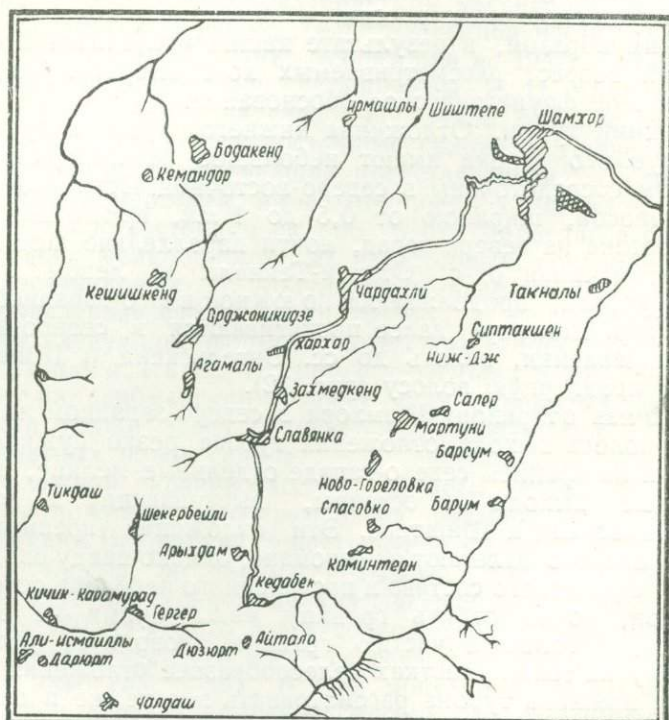


Рис. 12. Площадь распространения (выходов) отложений нижнего тулона.

Р. Н. Абдуллаев и М. Н. Раджабов (1954) из-за отсутствия фауны нижнетулонский возраст развитых в исследуемом районе отложений определяют, исходя из следующих соображений:

1. Рассматриваемая толща подстилается и перекрывается соответственно фаунистически более или менее охарактеризованными отложениями сеномана и нижнего сенона.
2. Петрографический состав слагающих толщу пород является совершенно аналогичным таковым нижнетулонских отложений Кировабад-Ханларской зоны, где возраст их

доказывается присутствием следующих форм: *Praeradiolites maroni* Douv., *Eoradiolites siriacus* Conr., *Neithea aequicostata* Lam., *Spondylus spinosus* Sow., *Plagioptychus* sp. и других, указывающих на нижнетуронский возраст толщи.

Западнее исследуемого района в бассейне Акстафачая туронская толща также содержит богатую фауну.

По данным А. Т. Асланяна, в Шамшадинском районе Армянской ССР мощность отложений турона доходит до 1200—1300 м, где они трансгрессивно залегают на отложениях кимериджа.

Сенон. Отложения сенона, выраженные в вулканогенно-осадочной толще, протягиваются узкой полосой вдоль предгорья азербайджанской части М. Кавказа от гор. Карягино на юго-востоке до гор. Казаха на северо-западе и далее продолжаются на территории Грузии. Нижние части сенона преимущественно выражены в вулканогенной и вулканогенно-осадочной фациях, тогда как верхние части сенона почти целиком представлены карбонатными породами. Подразделение сенона на отдельные ярусы хотя преимущественно и производится на основании фаунистических данных, однако нередко граница между некоторыми ярусами на отдельных участках из-за отсутствия фауны проводится условно, по аналогии литологического состава.

В районе наших исследований отложения сенона развиты в крайнем северном и северо-восточном углу, узкой полосой протягиваются вдоль предгорья и пользуются сравнительно небольшим распространением (рис. 13). Эти отложения нами детально не исследованы, поэтому их описание дается, в основном, по литературным данным [93].

Мощность отложений сенона в целом в пределах рассматриваемого планшета не превышает 200—250 м.

Коньякский ярус. Около гор. Шамхора, на юго-восточной оконечности г. Учгюль, обнажается свита мощностью до 150 м, которая по своему литологическому составу несколько отличается от коньякских осадков. Литологически она представлена известковистыми песчаниками, мергелистыми известняками, туфопесчаниками и туфами.

В соседнем Таузском районе к коньякскому и сантонскому ярусам относится толща мощностью в 350 м, представленная серыми мергелями, переслаивающимися зелеными витрокластическими туфами. В прослоях глинистых известняков коньякской толщи встречаются фораминиферы: *Globotruncana*, *Orbulina*, *Nodosaria*, *Textulariidae*, *Rotalidae*.

Сантонский ярус. В районе наших исследований отложения сантонского яруса отсутствуют. Они выделены в соседнем Таузском районе.

Кампанской ярус. Отложения кампанского яруса по сравнению с другими ярусами сенона имеют наибольшее распространение на М. Кавказе. Литологический состав их довольно однообразен и представлен в основном белыми, реже светло-серыми, бледно-желтыми известняками и мергелями.

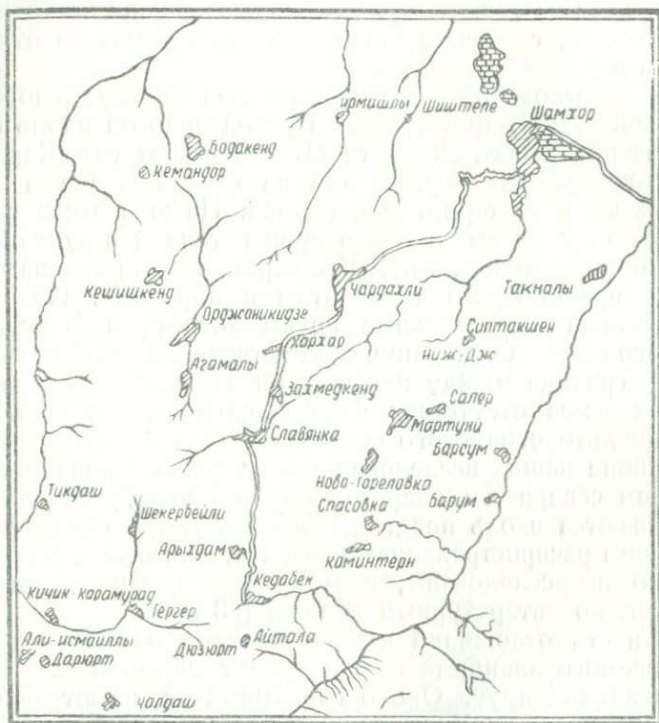


Рис. 13. Площадь распространения (выходов) отложений сенона

Наибольшее развитие верхнесенонские карбонатные отложения имеют в районе г. Агдаг, которые протягиваются вдоль предгорья далеко на запад, вплоть до ст. Тауз Азербайджанской ж.-д. при мощности до 200 м. Здесь известняки кампана непосредственно и согласно перекрывают сантонские мергели и, по Р. Н. Абдуллаеву и М. Н. Раджабову (1954), имеют следующий разрез (снизу вверх):

1. Чередующиеся слои серовато-белых известняков со слоями хрупкого, сероватого, иногда зеленоватого мергеля

с фауной *Puzosia* sp., *Inoceramus* cf. *balticus* В ö с h m. Мощность—30 м.

2. Слоистые белые известняки с тонкими прослойками листоватого серого мергеля. Мощность—100 м.

В. П. Ренгартеном в нижней 85-метровой пачке почковатых светло-белых известняков Агдага собрана фауна, среди которой оказались следующие формы: *Puzosia* cf. *gandama* Forbes., *Inoceramus* cf. *balticus* В ö с h m., *In. decipiens* Zitt., *In. inconstans* Woods., *In. glatziae* Flegel., *In. azerbaijanensis* Aliou., *In.* cf. *convexus* Meek., *In. haenleini* Mill., *Micraster schroederi* Stoll., *Echinocorys ovatus* Leske. var. *pyramidata* Portl., *Terebratula* sp.

Верхнесенонские известняки развиты также в 3 км к востоку от с. Шиштепе, где отложения кампан-маастрихта выступают среди четвертичных галечников в виде изолированной возвышенности г. Агдаг. Южная часть возвышенности Агдаг сложена белыми известняками кампана, мощность которых достигает 100 м.

В северной части этой горки известняки кампана трансгрессивно и несогласно перекрываются песчаниками светло-серого, желтовато-серого цвета и детритусовыми известняками маастрихта.

По данным Р. Н. Абдуллаева и М. Н. Раджабова (1954) разрезы кампан-маастрихтских отложений г. Агдаг являются совершенно аналогичными таковым г. Кероглы (у ст. Дзегам Азерб. ж-д.).

Небольшие, изолированные выходы белых известняков кампана находятся в 1 км к юго-востоку от г. Агдаг, которые выступают среди отложений конуса выноса р. Джагирчай.

Восточнее выходы отложений кампанского яруса слагают г. Учгюль у гор. Шамхора, которые подразделяются на две пачки:

1. Плотные тонкозернистые известняки с редкими прослойками зеленоватого и беловато-желтого гильбаби (бентонитовая глина). Мощность—80 м.

2. Мелоподобные плитчатые мергелистые известняки плотного сложения; местами они чередуются с известковистыми глинами голубоватого цвета; иногда в известняках встречаются конкреции сидерита неправильной формы. В песчаных разновидностях этих известняков содержится фауна *Inoceramus balticus* В ö e h m.

В Кедабекском районе, в юго-западной части, за пределами рассматриваемого планшета, Р. Н. Абдуллаев [1] к

кампан-маастрихту относит 750—780-метровую карбонатную толщу в районе с. Ново-Ивановка, налегающую на туфогенно-осадочные образования сеномана. Известняки эти слагают хребет Дарвадаг, являющийся водоразделом между р. Сеитовка и левым притоком р. Дзегамчай, протекающим через с. Ново-Саратовка. На юго-западном склоне хребта Дарвадаг на верхнесенонские известняки вполне согласно налегает мощная осадочно-пирокластическая свита эоцена, возраст которой впервые установлен Р. Н. Абдуллаевым [1,6].

Литологический состав верхнесенонских отложений здесь представлен грубо—местами тонкослоистыми песчаниками, мергелистыми и пелитоморфными известняками серого и белесовато-серого цвета. На юго-западном склоне хребта Дарвадаг Р. Н. Абдуллаевым в верхней части этой толщи из грубослоистых известняков собрана фауна, среди которой А. Л. Цагарели определены следующие формы: *Inoceramus salisburgensis* Fugg. et Kast., *In. balticus* Boehm., *In. pertenuis*, *In. cf. nebrascensis* Owen., *Coraster cf. sphaericus* Seipen. Последняя форма, по А. Л. Цагарели, характеризует верхи маастрихта и датский ярус.

Маастрихтский ярус. В азербайджанской части М. Кавказа отложения этого яруса известны почти во всех участках развития сенона в виде узкой полосы, протягивающейся вдоль предгорий северо-восточных склонов М. Кавказа с увеличением мощности с востока на запад.

Контакт маастрихта с кампаном не везде является согласным: на г. Учгюль, у гор. Шамхора, имеются следы перерыва на контакте этих двух ярусов, выраженные появлением галек из кампанских пород. Несколько восточнее, в районе г. Еленсутепе, отмечается не только трансгрессивное залегание маастрихта, но даже угловое несогласие между ним и более древними слоями сенона. Западнее, у ст. Дзегам наблюдается постепенный переход кампанского яруса в маастрихтский.

На правом берегу р. Джагирчай, на западном окончании г. Учгюль, обнажаются отложения маастрихтского яруса, представленные:

1) светло-серыми брекчиевидными известняками, переходящими в известковые брекчии с прослоями, состоящими почти исключительно из битых створок крупных иноцерамов;

2) светло-серыми сильно песчанистыми известняками с редкой и мелкой галькой туфогенных пород.

Мощность отложений маастрихта здесь не превышает 80 м.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Отложения палеогена выражены лишь эоценовым ярусом, впервые установленным Р. Н. Абдуллаевым [1, 6]. Краткая характеристика их приводится целиком по данным этого исследователя.

Эоценовый ярус. Эоценовый ярус достаточно широко развит в юго-западной части Кедабекского района, за пределами рассматриваемого планшета, и выражен в осадочно-туфогенных образованиях. Эти отложения развиты в районе с. Ново-Ивановка, в междуречьи Сеитовка и Баджанка (левые притоки р. Дзегамчай) и простираются от Башкентского перевала, через с. Ново-Ивановку, до с. Арбачи. В 1956 г. эти отложения прослежены Р. Н. Абдуллаевым далеко на восток, вплоть до р. Шамхорчай, среди которых им была собрана и нуммулитовая фауна.

Эоценовая толща подстилается здесь верхнесенонскими известняками, на которые она налегает согласно и не перекрывается более молодыми отложениями. Литологический состав толщи довольно разнообразен. В нижней половине разреза преобладают плотные известково-глинистые песчаники, алевролиты, плотные полевошпатовые песчаники серого, зеленовато-серого и зеленого цвета. Среди них встречаются также порфириты и диабазовые порфириты.

Верхняя половина разреза характеризуется наличием, в основном, полимиктовых туфопесчаников, мелкообломочных туфоконгломератов, туфобрекчий и гравелитовых песчаников, диабазовых порфиритов и других туфогенных пород и буровато-серого цвета. Общая мощность отложений эоцена достигает здесь 800 м.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Отложения неогена, представленные миоценом в районе наших исследований, пользуются весьма ограниченным развитием и сосредоточены в трех пунктах— на г. Кабахтепе с высотной отметкой в 1085,3 м, г. Каратадж (961,1 м) и на Бадакентском плато (1100 м).

Миоцен

Отложения миоцена, развитые в северной части планшета, выходят в трех пунктах: на г. Кабахтепе, г. Каратадж и на Бадакентском плато представлены конкским и нижне-сарматским горизонтами, краткая характеристика которых приводится ниже.

Конкский горизонт—нижний сармат. Гора Кабахтепе до последнего времени являлась единственным пунктом в пределах северо-восточных склонов М. Кавказа, где на такой высоте (1085,3 м) существуют отложения миоцена, что издавна привлекало внимание геологов и геоморфологов с точки зрения определения возраста интрузивов. Площадь выхода этих отложений очень небольшая—менее 0,5 км². В 1954 г. Р. Н. Абдуллаевым и М. Н. Раджабовым аналогичные отложения миоцена были обнаружены также в 18 км к северо-западу, в районе вершины г. Каратадж (961,1 м).

Кабахтепинский выход миоценовых отложений был детально изучен К. Н. Паффенгольцем, который на основании собранной им фауны, определенной А. Г. Эберзиным, выделил здесь конкский и нижнесарматский горизонты с суммарной мощностью в 25 м, несогласно залегающие на размытой поверхности гранодиоритового массива. Этот исследователь приводит следующий разрез отложений миоцена г. Кабахтепе:

1. Оливково-серый с ржавыми выцветами, мергелистый песчаник с включениями глыб и обломков гранодиорита. Мощность—0,3 м.

2. Желтовато-серый, мелкозернистый довольно плотный известняк-ракушник с *Ervilia trigonula* Sok.

3. Аналогичный, но более светлый и мелкозернистый известняк с *Ervilia trigonula* Sok., *Pholas* cf. *pseudoustjurtensis* Bogatsch.

4. Сильно перекристаллизованный, местами уплотненный и доломитизированный крупнораковистый сероватый известняк, иногда коричневато-бурый с выветрелой поверхностью с *Cardium* cf. *vindobonense* Lask., *Cardium* cf. *lithopodolicum* Dub., *Cardium* sp., *Modiola inerassata* d'Orb., *Cerithium* cf. *rubiginosum* Eichw., *Cerithium* sp., *Hydrobia* sp., *Trochus* cf. *angulatus* Eichw., *Trochus* cf. *turriculoides* Zinz., *Trochus* sp., *Spirobis*, *Serpula*, *Tapes vitaliana* d'Orb., *Syndesmya* cf. *reflexa* Eichw.

По мнению А. Г. Эберзина, 2 и 3 слои принадлежат к конкскому горизонту, а 4 слой—к нижнему сармату.

Выход миоценовых отложений, обнаруженный Р. Н. Абдуллаевым и М. Н. Раджабовым в 1954 г., находится в 3 км к северо-западу от с. Ирмашлы, где они слагают восточный склон вершины горы с отметкой 961,1 м. Здесь отложения миоцена несогласно налегают на эродированную поверхность кимериджских порфиритов; мощность их равна 25 м.

Указанными исследователями здесь описаны два слоя: нижний, мощностью до 5 м, представлен известковым полимиктовым песчаником, состоящим из обломков кварца, пла-

гиоклаза (сцементированных пелитоморфным органогенным известняком) и органогенного песчаного известняка, в котором количество известкового материала преобладает над терригенными обломками. Выше залегает слой обломочного или детритусового известняка, мощностью в 20 м, переполненный фауной. Из этого слоя исследователями была собрана богатая фауна, определенная К. М. Султановым как *Gibbula* cf. *albmaculatus* (Eichw.), *Calliostoma anquilatosarmates* (Sinz.), *Modiola* ex gr. *sarmatica* Gut., *Tapes vitalianus* d'Orb., *Hydrobia* cf. *uiratamensis* Koles., *Cardium* sp., и другие, указывающая, по К. М. Султанову, на нижнесарматский возраст рассматриваемых отложений. Из этого естественно заключить, что нижний слой разреза, очевидно, по аналогии с Кабахтепинским разрезом, также относится к конкскому горизонту.

Плиоцен

Отложения плиоцена в пределах исследованного нами района, вообще говоря, отсутствуют (не считая южного борта Прикуринской депрессии). Однако Р. Н. Абдуллаев и М. Н. Раджабов в 1954 г. отметили наличие апшеронских отложений в районе с. Бадакенд.

Апшерон (?). К апшеронскому ярусу Р. Н. Абдуллаевым и М. Н. Раджабовым (1954) отнесена пачка галечников, залегающая в северо-восточной части Бадакендского плато на высоте 1100 м. На эффузивно-пирокластические образования нижней вулканогенной толщи средней юры налегают здесь галечники мощностью до 15 м. Галечники подстилаются хорошо отсортированными, рыхлыми, слабосцементированными песчаниками мощностью в 3 м.

Обломки, слагающие галечники, хорошо окатаны и преимущественно имеют эллипсоидальную форму, размеры их от нескольких до 10—15 см в поперечнике.

Апшеронский возраст указанных галечников, по нашему мнению, нельзя считать доказанным, поэтому возраст их указываем под вопросом, как требующий подтверждения.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Современные отложения пользуются значительным развитием, образуя сплошные покровы в долинах, руслах рек на склонах гор и водоразделах и по генетическому признаку могут быть разделены на 2 типа: аллювиально-пролювиальные и элюво-делювиальные. Первые развиты в долинах рек, слагают поймы и речные террасы и представлены галеч-

никами, нередко с окатанными обломками, песками и суглинками. Террасы сохранились преимущественно в верховьях рек, ниже они обычно смыты и изредка сохраняются в виде мелких клочков.

В верховьях р. Кедабекчай М. Д. Гавриловым (1953) отмечены две надпойменные террасы: первая высотой 2—4 м и вторая — от 6—8 до 12—15 м. Первая терраса сложена галечниками, сцементированными песчано-суглинистым материалом, и содержит покров суглинка мощностью до 1 м. Вторая терраса, в основном, сложена бурыми суглинками, среди которых подчиненное развитие имеют линзы галечника. Геоморфологически вторая терраса совпадает с поверхностью широких котлованоподобных долин.

Местами встречаются также останцы третьей террасы (высотой от 15 до 30 м над рекой), сложенной галечниками с крупными валунами. Мощность террасовых отложений равна 8—10 м. М. Д. Гаврилов террасы считает климатическими, а по возрасту — четвертичными; бурые суглинки могут быть верхнеплиоценовыми.

Аналогичные террасы им отмечены также в верховьях р. Джагирчай, причем третья терраса отмечена по р. Джагирчай, между сс. Славянка и Хар-Хар, восточнее с. Захметкенд, и представлена смесью гальки, щебенки, песка и суглинка, сцементированных и превращенных в конгломерато-брекчию.

Третья терраса поднимается над первой на 20—25 м. Элювиально-делювиальные отложения развиты в широких долинах рек, на плоских склонах гор, а также на Чардахлинском, Джагирском, Бадакендском плато, имеют значительную мощность и нередко переходят в аллювиально-пролювиальные отложения. Преимущественно они представлены буровато-серыми суглинками, покрывающимся почвенным слоем мощностью до 1—1,5 м. В зависимости от геоморфологических условий, мощность их в пониженных участках достигает 12—15 м, быстро уменьшаясь на склонах. На пенецлезированных водоразделах мощность элювиально-делювиальных отложений, обычно образующих сплошной покров, равна 1—2 м, тогда как на дне пологих балок, отходящих от водоразделов, доходит до 5—7 м.

Склоны гор характеризуются развитием прерывистых покровов преимущественно с северной экспозицией, где породы обычно менее отсортированы и представляют смесь мелкоземистого материала с щебенкой. Нередко эти отложения здесь представлены лишь почвенным слоем мощностью менее 1 м.

Заслуживает внимания наличие в суглинках широких долин редких линз и прослоев вулканических пеплов. Верхний возрастной предел их, по М. Д. Гаврилову, не моложе вюрма, так как к этому времени относится последний этап вулканизма в Армении и на Карабахском плато, откуда пеплы могли быть принесены воздушными течениями из действовавших в то время вулканов (из района оз. Севан и Карабахского плато). Нижняя граница их, возможно, опускается в плиоцен.

Исключительно широкое развитие четвертичные отложения приобретают севернее рассматриваемого планшета, где они в виде сплошного мощного покрова занимают всю наклонную равнину южного борта Куринской депрессии; мощность галечниковых отложений, по данным буровых скважин, здесь превышает 200 м.

ТЕКТОНИКА

В изучении тектоники М. Кавказа намечается ряд этапов, сопровождавшихся возникновением отдельных региональных тектонических схем. Сюда относятся схемы Абиха и Освальда (1873), В. П. Ренгартена [61, 62], К. Н. Паффенгольца [55—60], Н. Б. Вассоевича (1935), В. В. Белюсова [20], Л. А. Варданянца (1934), В. Е. Хаина [2, 80, 81], Л. Н. Леонтьева [48, 49], А. Н. Соловкина [94] и др.

А. Н. Соловкин [94] азербайджанскую часть М. Кавказа разделяет на 4 асимметрично построенные в структурном отношении тектонические зоны с выделением ряда подзон. По этой схеме район наших исследований относится ко второй зоне—зоне северо-восточного поднятия (Мровдаг-Карабахский антиклинорий), располагаясь, в основном, в подзоне юрского вулканического комплекса и частично—в подзоне меловой моноклинали.

Наиболее укоренившейся в геологической литературе является схема геотектонического районирования М. Кавказа Л. Н. Леонтьева [49] и В. Е. Хаина [81], которой мы придерживаемся.

По этой схеме рассматриваемый нами район междуречья Шамхорчая и Дзегамчая почти целиком входит в Сомхито-Карабахскую геотектоническую зону и лишь крайне юго-восточная часть ее относится к Севано-Акеринской зоне. Каждая из этих геотектонических зон характеризуется своей, отличной от другой зоны, историей геологического развития, оставившей свой отпечаток на слагающих их горных сооружениях. Однако, учитывая сравнительно небольшую площадь наших исследований, приходящихся на Севано-Акеринскую зону, мы остановимся лишь на характеристике тектонических особенностей полосы, относящейся к Сомхито-Карабахской зоне.

Изучению тектоники азербайджанской части М. Кавказа посвящено много трудов, наиболее важными из которых

являются работы Р. Н. Абдуллаева (1947—1954), Ш. А. Азизбекова [12, 13], М. Д. Гаврилова (1953), Л. Н. Леонтьева [49], В. Е. Хайна [80—81], К. Н. Паффенгольца [55—60], И. Н. Ситковского (1934—1935), А. Н. Соловкина [68, 94], Э. Ш. Шихалибейли [88] и др.

Следует отметить, что в геологическом строении района участвуют, в основном, вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения средней и верхней юры при небольшом развитии верхнемеловых образований. Значительным развитием пользуются и интрузивные породы среднеюрского и нижнемелового возраста, также сыгравшие известную роль в усложнении тектонического строения района.

Изучение тектоники рассматриваемого района сопряжено с определенными трудностями в связи с отсутствием или крайне слабо выраженной слоистостью вулканогенных и эффузивно-пирокластических образований. Кроме того, картина еще более усложняется быстрой сменой фаций на коротком расстоянии как по простиранию, так и по падению, сильно осложняющей выяснение взаимоотношений эффузивных и пирокластических образований, что, в свою очередь, затрудняет выделение и прослеживание отдельных структурных единиц. Эти факторы и служили основной причиной ошибочных выводов ряда исследователей северо-восточных склонов М. Кавказа о якобы спокойном, моноклинальном залегании юрских отложений данной области.

Наиболее крупными структурными единицами Сомхито-Карабахской зоны в пределах нашего района являются Кяпаз-Дашкесанский синклиорий и Гейгель-Шахморский антиклиорий, разделенный рядом поперечных депрессий.

Остановимся на краткой характеристике каждого из них, в основном, по литературным данным.

КЯПАЗ-ДАШКЕСАНСКИЙ СИНКЛИОРИЙ

Кяпаз-Дашкесанский синклиорий, ограниченный с юга Мровдагским и с севера—Гейгель-Шамхорским антиклиорием, в осевой полосе выполнен верхнеюрскими, меловыми и эоценовыми (на западе) отложениями. Шарнир синклиория на своем протяжении обнаруживает определенную волнистость. Так, у с. Калакенд (Кедабекский р-н) прогиб выполнен верхнеюрскими известняками и слоями альба; несколько восточнее наблюдается воздымание шарнира и по оси прогиба выступает уже среднеюрская вулканогенная толща, а затем в районе гор Шарукар и Гонакгермаз (Дашкесанский р-н) средняя юра опять погружается под верхнеюрские отложения. В районе г. Кяпаз рассматриваемый син-

клинорий сложен верхнеюрскими отложениями, от келловея до лузитана включительно. К западу, в районе Дашкесана, описываемый прогиб несколько расширяется. Наклон южного крыла значительно увеличивается к югу, где крыло переходит в моноклираль, срезанный зоной Мровдагского надвига.

Вдоль осевой полосы Дашкесанской синклинали проходит крупное смещение сбросового характера, к которому приурочена крупная Дашкесанская гранитоидная интрузия.

Западнее, среди отложений верхней юры наблюдается пологая синклираль, являющаяся продолжением Дашкесанской синклинали, после вздымания оси последней между сс. Кабахтепе и Калакенд до с. Инакбогян на северо-западе.

От с. Еникенд в виде вытянутой в северо-западном направлении полосы по оси синклинория протягиваются верхнемеловые осадочно-туфогенные и карбонатные образования, примерно на 10 км, имеющие довольно простое тектоническое строение. Они залегают строго моноклиально с падением на юго-запад под углом 24° , т. е. образуют северо-восточное крыло прогиба. В юго-западной части прогиба проходит разрыв, вследствие чего отложения верхнеюрских известняков приходят в тектонический контакт с верхнесенонскими известняками. В северо-западной части описываемого синклинория развиты эоценовые отложения, имеющие сложную складчатую структуру. Эоценовые отложения образуют ряд складок северо-западного простирания. По р. Баджанка, где проходит тектонический контакт средней юры с эоценом, пласты эоцена поставлены на голову. Многочисленные интрузии, прорывающие эоценовую толщу, еще более осложняют ее строение.

ГЕЙГЕЛЬ-ШАМХОРСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ

Кяпаз-дашкесанский синклинорий к северу сменяется Гейгель-Шамхорским антиклинорием, являющимся основным структурным элементом в Казах-Кировабадской зоне и простирющимся (в близком к широтному направлению) от р. Акстафачай на западе до р. Бала Кюракчай на востоке. Далее он как на востоке, так и на западе, погружается под более молодые отложения.

Гейгель-Шамхорский антиклинорий сопровождается тремя поперечными прогибами: Казахским, Гянджачайским и Агджакендским.

Гейгель-Шамхорский антиклинорий Гянджачайским прогибом разделяется на два разобщенных между собой, как бы

самостоятельных поднятия—Гейгельское на востоке и Шамхорское в центральной части.

Район наших исследований целиком расположен на наиболее приподнятой части Гейгель-Шамхорского антиклинория, называемой Шамхорским поднятием, поэтому на характеристике Гейгельского поднятия мы не останавливаемся. Контуры указанной структуры вырисовываются по выходам верхнебайосских кварцевых порфиров.

Наиболее приподнятые участки Шамхорского антиклинория отмечаются отдельными мелкими выходами кристаллических сланцев кембрия—докембрия, выступающими из-под нижнеюрских отложений в бассейнах рек Гасансу и Асрикчай.

К северо-восточной части Шамхорского поднятия приурочен целый ряд гранитоидных интрузивов—Атабек-Славянский, Джагирчайский и др. Ось антиклинория в восточном направлении погружается под среднеюрские образования на р. Кошкарчай. В западном направлении погружение шарнира совершается гораздо быстрее, и западнее Дзегамчая и Асрикчая отложения нижней вулканогенной толщи быстро уходят под толщу кварцевых порфиров, тогда как на востоке вокруг интрузивных массивов они выступают из под кварцевых порфиров, видимо, приподнятые интрузивными массивами. В центральной части Шамхорского поднятия прослеживаются несколько складок кавказского направления, из коих наиболее крупными являются две антиклинальные складки, разобщенные очень слабовыраженным синклинальным прогибом.

Первая из них, Асрикчай-Шамхорская, в своей наиболее приподнятой части слагается нижней вулканогенной толщей средней юры. Антиклинальный перегиб обнаруживается по появлению кварцевых порфиров севернее сс. Атабек, Сархан, Мартуни. К северу эта складка переходит в Дзегам-Нузгерскую антиклиналь. В северной части Шамхорского поднятия верхнемеловые отложения, слагающие предгорную полосу, вначале моноклинально падают на север, а затем—участвуя в строении вторичных складок предгорной полссы.

На фоне описанной складчатости в пределах Шамхорского поднятия наблюдается развитие микроскладок, расположенных зонально по отношению к интрузивным массивам и разрывным нарушениям.

По периферии Шамхорского поднятия доминирующее развитие приобретает разрывные нарушения. Особенно богат разрывными структурами соседний Човдарский район, где к ним приурочены баритовые жилы. Здесь известен ряд разломов, крутопадающих сбросов и сбросо-сдвигов,

среди которых наиболее крупными являются дашалтынский, махмудкалинский, карамурадский, човдарский и др. Этими сбросами кварцевые порфиры приведены в тектонический контакт с порфиритами верхней вулканогенной толщи средней юры.

Перейдем к краткой характеристике Казахского и Гянджачайского поперечных прогибов, оконтуривающих Шамхорское поднятие с востока и запада.

Казахский прогиб, окаймляющий Шамхорское поднятие с запада, характеризуется развитием верхнемеловых образований, претерпевших довольно интенсивную складчатость антикавказского направления. Эти складки плавно погружаются под более молодые образования Куринской депрессии.

Гянджачайский прогиб фиксируется по выходам верхнемеловых сложен в бассейне р. Гянджачай в виде залива, глубоко уходящего в южном направлении. При общем моноклинальном падении слоев к северо-востоку, на правом берегу Гянджачая отмечается поперечный синклинальный залив, выполненный верхнемеловыми образованиями.

В центральной части этого залива сохранились островки верхнего турона на г. Эльвор и сенона на г. Китахдаг. Последние принадлежат западному крылу этой синклинали, а выходы фсраминиферовых слоев у с. Мсладжалы—е ядру.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Район наших исследований расположен, главным образом, в центральной части Шамхорского поднятия, южной половиной своей он попадает в Дашкесанский синклинорий, а в самой крайней северной части узкой полосой охватывает предгорную полосу, погружающуюся к северу под более молодые отложения южного борта Куринской депрессии.

Переходя к характеристике тектонических структур южной части исследованного нами района, расположенной в пределах Дашкесанского синклинория, следует отметить, что линии основных структурных единиц имеют здесь северо-западное прстириание, нередко изменяя свое направление до субширотного. Северо-восточные крылья складок обычно более пологие, чем юго-западные. В пределах развития среднеюрских вулканогенно-осадочных образований складки преимущественно являются изоклинальными и нередко осевые плоскости их опрокинуты на юг и юго-запад. В юго-восточной части, в междуречье Калакендчая и Шамхорчая, среднеюрские отложения сложены в нормальную

складку, северо-западного простиранья, где синклиналь в северо-восточном направлении сменяется антиклинальной складкой. Углы падения крыльев складок колеблются в пределах 18—28°, при более крутом падении юго-западных.

Сравнительно более спокойными структурами характеризуется полоса развития осадочно-пирокластических и карбонатных отложений верхней юры.

В полосе ст. с. Калаканд на юго-востоке до с. Инекбоган на северо-западе известняки оксфорда сложены в пологую синклинальную складку северо-западного простиранья (300—310°С), названную нами Калакендской синклиналью.

На юго-западном крыле отложения лузитана подстилаются келловей-оксфордскими осадочно-пирокластическими образованиями, тогда как на северо-западном крыле последние размыты, и лузитан непосредственно залегает на размытой поверхности вулканогенных пород средней юры (бата). Углы падения крыльев складки пологие и колеблются в пределах 10—18°. Юго-западное крыло Калакендской синклинали к югу ст. с. Дарюрт нарушено двумя сбросами.

Юго-восточная часть юго-западного крыла складки разорвана сбросом северо-западного направления и смещена относительно северо-западной части на юг. Благодаря второму сбросу, широтного простиранья, падение северо-западной части юго-западного крыла синклинали становится довольно крутым.

К северу Калакендская синклиналь сменяется сравнительно небольшой, но довольно отчетливо выраженной в северо-западной части антиклинальной складкой.

Эта наиболее южная в пределах нашего района небольшая антиклиналь, названная нами Джафарлинской, начиная от левого берега р. Шамхорчай, через сс. Дея-Карабулах, Мусаял, Паракенд, Лешкер, Джафарли простирается до южной окраины с. Керимли на западе. Ось этой довольно узкой складки имеет северо-западное простиранье. По всей своей линии антиклиналь выступают вулканогенно-пирокластические отложения верхней вулканогенной толщи (бата), за исключением самой западной части, где, благодаря погружению шарнира складки на участке между сс. Джафарли и Керимли, ядро антиклиналь сложено осадочно-пирокластическими образованиями келловей-оксфорда, перекрывающимися на крыльях антиклиналь известняками оксфорда.

Углы падения на юго-западном крыле обычно пологие и не превышают 20°, тогда как в присводовой части северо-восточного крыла падения пластов очень крутые, достигают

50—60°. С удалением от оси складки углы падения на крыльях быстро уменьшаются до 15—18°.

Джафарлинская антиклиналь к северу, в свою очередь, сменяется Карамурадской (Кичик Карамурадской) синклиналию, весьма отчетливо выраженной в северо-западной части планшета, благодаря широкому распространению здесь нормальных осадочных пород.

На всем остальном протяжении складка сложена лишенными слоистости вулканогенными породами „верхней вулканогенной толщи“ (бата), вследствие чего в этой части синклиналию строение участка слабовыражено, участками—почти незаметно. В северо-западной части планшета происходит погружение оси складки, благодаря чему она здесь сложена оксфордскими известняками и на протяжении более 5 км имеет отчетливо выраженное синклиналию строение с пологими углами падения крыльев, колеблющимися в пределах 10—12°.

Карамурадскую синклиналию к северу сменяет следующая пологая антиклиналь, северо-западного направления, протягивающаяся параллельно предыдущей, названная нами Гергерской. Эта складка простирается, начиная от левого берега р. Шамхорчай, вдоль ущелья Айтала, через одноименное селение, далее через сс. Дюзюрт, Гасымагалы, Гергер, до с. Беюк-Карамурад (на крайнем северо-западе), на р. Карамурадчай (правый приток р. Дзегамчай). В ядре антиклинали в районе с. Гергер, по речке Карамурадчай и Шекербекчай, обнажаются порфириды и порфирито-пирокластические породы „нижней вулканогенной толщи“ (нижний и средний байос); в восточной части, вдоль ущелья Айтала (левый приток р. Шамхорчай), выступают верхнебайосские кварцевые порфиры и их туфы, а на всех остальных участках вся осевая линия складки сложена отложениями „верхней вулканогенной толщи“ (бата). В самой восточной части планшета складка по осевой линии прорвана Шамкирской кварц-диоритовой интрузией. Эта складка вследствие развития здесь порфиритов, порфирито-пирокластических пород и кварцевых порфиров, лишенных слоистости, не отчетливо фиксируется своими элементами залегания.

Далее на север располагается довольно отчетливо выраженная Кедабекская синклиналию, сложенная в центральной и восточной частях планшета вулканогенно-осадочными отложениями „верхней вулканогенной толщи“ (бата), а на западе из-за воздымания шарнира складки,—эффузивными и эффузивно-пирокластическими образованиями „нижней вулканогенной толщи“ средней юры, широко распространенными в западной части планшета. На левом берегу р. Шам-

хорчай складка прорывается кварц-диоритовой интрузией, а на западе, в районе с. Карамедли,—интрузией кварцевых диорит-порфириров. Продолжение синклинали по правобережью р. Шамхорчай отмечается островками лузитанских известняков. Углы падения крыльев синклинали обычно колеблются в пределах $10-15^\circ$, редко достигая $20-25^\circ$. Западнее Кедабекского месторождения оба крыла складки осложнены поперечной складчатостью.

Далее к северу Кедабекская синклиналь сменяется антиклиналью северо-западного простирания, в общем параллельной предыдущей Гергерской антиклинали, названной нами Арыхдамской. Эта складка хорошо фиксируется у с. Тикдаш на западе, в центральной части—в районе с. Арыхдам, на юго-востоке—в низовьях р. Кедабекчай и на правобережье р. Шамхорчай—в районе с. Амирвар. Вдоль осевой линии антиклинали, на левом берегу р. Шамхорчай и по всей западной половине планшета от с. Арыхдам до р. Дзегамчай, выступают наиболее древние породы района—эффузивные и эффузивно-пирокластические образования „нижней вулканогенной толщи“ средней юры (нижний и средний байос), участками окаймляемые верхнебайосскими кварцевым порфирами и вулканогенно-осадочными породами бата. Между этими участками складка прорвана Кедабекской полифазной интрузией, причем по осевой линии выступают габброиды (породы первой фазы интрузивной деятельности), сменяющиеся на крыльях гранитоидами (породами второй фазы).

В западной части, в районе с. Тикдаш (правый берег р. Дзегамчай), ядро складки прорвано интрузией кварцевых диорит-порфириров.

На юго-востоке, на правобережье р. Шамхорчай, вследствие резкого погружения оси складки, отложения „нижней вулканогенной толщи“ сменяются последовательно всеми более молодыми свитами, вплоть до известняков лузитана. Углы падения крыльев складки на северо-западе более крутые, достигают $25-30^\circ$, а на юго-востоке пологие и не превышают $10-15^\circ$.

Наконец, последней складкой, отграничивающей Дашкесанский синклинорий с севера, является Карадагская синклиналь.

В западной части складка слагается отложениями нижней вулканогенной толщи средней юры (нижний и средний байос), далее к востоку сменяющимися верхнебайосскими кварцевыми порфирами и их туфами. Севернее с. Карадаг, на высоте с отметкой 1896,3 м, в ядре синклинали выступает сохранившийся от эрозии останец батских порфири-

тов. В центральной части складки, в основном, развиты гранитоиды Кедабекского интрузива. Ось Карадагской синклинали, начиная от западной части, в юго-восточном направлении испытывает постепенное погружение, достигая максимума в юго-восточной части планшета. Благодаря этому, в юго-восточной части складку слагают верхнеюрские отложения—осадочно-пирокластические образования келловей-оксфорда, карбонатные породы лузитана и порфири-туфогенные породы кимериджа; на правобережье р. Шамхорчай складка слагается лузитанскими известняками. Углы падения на крыльях синклинали колеблются в пределах $10-20^{\circ}$.

Переходя к краткой характеристике складчатых структур нашего района, расположенных в пределах так называемого Шамхорского поднятия, следует отметить, что складки здесь выражены менее отчетливо, чем в пределах Дашкесанского синклинория. Это объясняется тем, что здесь, главным образом, развиты среднеюрские эффузивные и эффузивно-пирокластические породы, лишенные слоистости, с одной стороны, и значительно распространены интрузивные породы, разобщающие выходы вмещающих пород и осложняющие тектонику района—с другой.

Кроме того, складки эти являются более пологими, что, наряду с отсутствием слоистости, создает значительные трудности в фиксации и расшифровке тектонического строения этого поднятия. Складки здесь, как правило, пологие. Углы падения на крыльях обычно не превышают 20° . Наблюдается некоторое выполаживание складок в северном направлении.

В пределах Шамхорского поднятия первой складкой с юга является Маарифская антиклиналь (название дано нами), сменяющая Карадагскую синклираль с севера. Ось этой складки имеет северо-западное простирание, близкое к широтному. В восточной и западной частях планшета в ядре складки выступают широко развитые на этих участках порфиры и туфогенные породы „нижней вулканогенной толщи“ (нижний и средний байос), выступающие в центральной части лишь в глубоком ущелье ручейка Сеютлису. В центральной части планшета ось складки несколько погружается, благодаря чему по оси складки выступают более молодые отложения—верхнебайосские кварцевые порфиры и их туфы и батские вулканогенно-осадочные образования. В районе с. Маариф складка прорывается Атабек-Славянской предбатской плагиогранитовой интрузией, а в западной части—небольшой интрузией кварцевых диорит-порфиритов нижнемелового возраста.

Севернее Маарифской антиклинали простирается синклиналь, названная нами Масхитской. В северо-западной части она выделяется среди обширного поля более древних отложений „нижней вулканогенной толщи“, выходом кварцевых порфиров. Далее, в восточном направлении, в районе между сс. Славявка и Захметкенд, складка прорывается предбатской плагиогранитовой интрузией. К юго-востоку осевая линия синклинали проходит через вершину г. Масхит, сложенной отложениями „верхней вулканогенной толщи“. К. Н. Паффенгольц [58] г. Масхит считал антиклинальной складкой, исходя из того, что ее вершина сложена кварцевыми порфирами, их туфами и туфобрекчиями: которые автор принимал за верхнебайосские. Однако, многочисленные и достаточно достоверные замеры углов падения пород к северу и к югу от г. Масхит указывают на ее явно синклинальное строение и принадлежность кварцевых порфиров, слагающих вершину г. Масхит, к толще бата (верхняя вулканогенная толща), что было констатировано также М. Д. Гавриловым (1953).

Юго-восточнее г. Масхит синклиналь слагается верхнебайосскими кварцевыми порфирами и батскими порфиритотуфогенными отложениями, прорванными в районе с Ново-Гореловка кварц-диоритовой интрузией нижнемелового (досеноманского) возраста. На крайнем востоке планшета, на левобережье р. Шамхорчай, синклиналь по всей ширине занята Барум-Барсумской гранодиоритовой интрузией нижнемелового (досеноманского) возраста.

К северу охарактеризованную Масхитскую синклиналь сменяет антиклинальная складка, названная нами Захметкендской; начинаясь с южного берега р. Шамхорчай, она протягивается в северо-западном направлении, близком к широтному, проходит по южной окраине с. Салер, южнее г. Бузовдаг (1671,2 м), северной окраине с. Захметкенди продолжается на запад; в 2 км северо-западнее с. Агамалы ось складки резко поворачивает на северо-запад (320°), проходит в 1 км севернее с. Карабагляр и доходит до р. Дзегамчай.

На левобережье р. Шамхорчай, вплоть до г. Бузовдаг, ядро складки слагают вулканогенные образования „нижней вулканогенной толщи“, сменяющиеся в западном направлении более молодыми отложениями средней юры — верхнебайосскими кварцевыми порфирами и вулканогенно-осадочными породами бата. В центральной части планшета (между сс. Захметкенд и Агамалы) в строении складки принимают участие порфировидные и аплитовидные плагиограниты Атабек-Славянского (предбатского) интрузива, которые в

западном направлении опять сменяются эффузивными породами „нижней вулканогенной толщи“. Следовательно, в центральной части планшета ось антиклинали погружается, благодаря чему слагающие его как с запада, так и с востока породы „нижней вулканогенной толщи“ уходят под более молодые образования средней юры. Углы падения обоих крыльев складки пологие. Таким образом, Захметкендская антиклиналь представляет собой пологую складку, сложенную вулканогенными и вулканогенно-пирокластическими образованиями средней юры, прорванными в центральной части плагиргранитами.

Севернее описанной выше Захметкендской антиклинали расположена крупная Чардахлинская синклиналь. Эта складка, имеющая также северо-западное простирание, начинаясь с левого берега р. Шамхорчай, протягивается через с. Сиптакшен, г. Курудаг (1469,7 м), с. Чардахлы и доходит до с. Атабек. Далее у с. Атабек складка резко поворачивает на северо-запад— 320° (параллельно западной части Захметкендской антиклинали), простирается через с. Агачкала, вплоть до р. Дзегамчай.

Чардахлинская синклиналь, в основном, сложена верхнебайосскими кварцевыми порфирами, лишь местами (в восточной части) по осевой линии складки на г. Сиптакшен (1404 м) и г. Курудаг (1469,7 м) сохраняются останцы более молодых отложений „верхней вулканогенной толщи“ (бата). Последние выступают также в западной части между сс. Атабек и Дашбулаг. Лишь в западной части планшета, по глубокому ущелью р. Хламныхчай, узкой полосой выходят также отложения „нижней вулканогенной толщи“. На левом берегу р. Шамхорчай и в районе сс. Чардахлы и Атабек складка прорвана плагиргранитовым интрузивом предбатского возраста.

Чардахлинская синклиналь, аналогично сменяющим ее с юга и севера антиклиналям, также является асимметричной, с более крутым северным крылом ($20-25^\circ$) и более пологим южным ($10-15^\circ$).

К северу от Чардахлинской синклинали довольно отчетливо выделяется складка, названная нами Шейтарской антиклиналью. Ось этой складки, начинаясь у северной окраины с. Такналы (на левом берегу р. Шамхорчай), протягивается в северо-западном (близком к широтному) направлении, проходит через сс. Шейтар, Джоганлы, Хожаллар (в 0,5 км севернее), далее, несколько поворачивая на север (300°), через с. Бадакенд доходит до р. Дзегамчай. Вдоль осевой линии этой складки, в восточной части (левобережье р. Шамхорчай) на значительном расстоянии, а также по

глубоким ущельям в районе сс. Шейтар, Джоганлы, Хожаллар и западнее с. Бадакенд выступают наиболее древние отложения района—эффузивные и эффузивно-пирокластические образования „нижней вулканогенной толщи“ средней юры (нижний и средней байос). Далее на всем протяжении осевая линия складки слагается, в основном, кварцевыми порфирами и их туфами (верхний байос).

Описываемая складка юго-восточнее с. Бадакенд на значительном расстоянии прорывается крупной Дашбулагской кварцево-диоритовой интрузией; а далее на восток, в центральной части—мелкими выходами того же состава интрузий и лишь в самой восточной части в ядре ее выступают два мелких выхода гранодиоритов, по всей вероятности, являющихся апофизами Кабахтепинской интрузии.

Шейтарская антиклиналь имеет асимметричное строение с пологим северным и более крутым южным крыльями. Северное крыло складки падает на северо-восток (20°) под углом 15° , а южное—на юго—юго-восток (170°) под углом $20—25^\circ$. Падение крыльев складки отчетливо наблюдается в глубоком ущелье Сабет-Кечмаз, протягивающемся от с. Чардахлы в северном направлении, почти вкрест простираения складки.

Следующая к северу антиклиналь сравнительно небольшого размера протягивается от западной части с. Ирмашлы, севернее с. Бадакенд, в северо-западном направлении (близком к широтному) и доходит до р. Дзегамчай. Складка эта сложена эффузивными и эффузивно-пирокластическими породами „нижней вулканогенной толщи“ и верхнебайосскими кварцевыми порфирами и их туфами, причем последние преимущественно слагают крылья складки, тогда как первые выступают по осевой ее линии. Эта антиклиналь представляет собой не длинную, но широкую асимметричную складку с крутым северным и более пологим южным крылом; как в восточном, так и в западном направлениях эта складка довольно быстро погружается. В районе с. Бадакенд, южнее складки вырисовывается весьма пологая (небольшая) Бадакендская синклиналь с еле заметными углами падения. Она сложена кварцевыми порфирами и их туфами верхнебайосского возраста.

Заслуживает внимания Ирмашлинский прогиб, расположенный между Шейтарской и Ирмашлинской антиклиналями, выполненный эффузивно-пирокластическими образованиями верхней юры, падающими на северо-запад под углом $10—15^\circ$.

Наиболее древними образованиями, принимающими участие в строении Ирмашлинского прогиба, являются кварце-

вые порфиры их туфы, окаймляющие его с юга, востока и запада. Последние в направлении прогиба постепенно сменяются осадочно-пирокластическими отложениями келлогей-оксфорда, в свою очередь сменяющимися вулканогенно-пирокластическими породами кимериджа, пользующимися в строении Ирмашлинского прогиба наибольшим развитием.

В пределах рассматриваемого прогиба имеется ряд мелких выходов интрузивных пород диоритового и диорит-порфиритового состава, осложняющих его строение. С востока слагающие Ирмашлинский прогиб отложения прорываются крупной Кабахтепинской гранодиоритовой интрузией, вызвавшей интенсивный метаморфизм окружающих пород.

Предгорная полоса, сложенная, в основном, верхнемеловыми, частично и верхнеюрскими отложениями, в тектоническом отношении характеризуется сравнительно более простым строением. Слои здесь образуют моноклинальное падение, причем в западной части они падают на северо-запад ($330-340^\circ$) под углом $15-20^\circ$, а на востоке, в полосе развития отложений нижнего турона и верхнего сенона, падение их становится северо-восточным. Моноклинальное падение имеют также изолированные выходы верхнесенонских известняков г. Кероглу (на ст. Дзегам) и на г. Агдаг, сложенные одними и теми же горизонтами карбонатной толщи верхнего сенона. В обоих пунктах белые плитчатые известняки кампана несогласно и с базальным конгломератом в основании перекрываются песчаными известняками маастрихта.

По мнению Р. Н. Абдуллаева и М. Н. Раджабова (1954), верхнесенонские известняки, полого падая на север и северо-восток, в сторону правобережья р. Куры, по всей вероятности, образуют синклиналию складку, скрытую под мощным покровом четвертичных галечников. В северном направлении, по мнению авторов, эта синклиналия сменяется антиклиналию. Доказательством этому, по их мнению, служит небольшой выход известняков верхнего сенона на левом берегу р. Дзегамчай, к северо-востоку от с. Ашага-Айплы и вскрытые буровой скважиной на глубине 15 м аналогичные верхнесенонские известняки в с. Колхозкент. Далее на север, к правому берегу р. Куры, известняки верхнего сенона перекрываются более молодыми третичными отложениями. Наконец, указанные исследователи высказали мнение, что наличие останцев верхнесенонских известняков на ст. Дзегам и на г. Агдаг связано с разрывом северо-западного простирания, проходящим по юго-западным границам этих выходов.

На фоне общего погружения северного крыла Шамхорского антиклинория в сторону Куринской депрессии наблюдаются также и сравнительно мелкого масштаба выступы и прогибы.

Западнее р. Дзегамчай имеется прогиб, который к востоку сменяется Бадакендским выступом, сложенным среднеюрскими отложениями. Последний, в свою очередь, к востоку сменяется небольшим Ирмашлинским прогибом, выполненным верхнеюрскими отложениями.

Такова складчатая структура района наших исследований. Однако в тектонической структуре района значительную роль играют также разрывные нарушения, характеристика которых также приводится с юга на север.

Крупный сброс с почти вертикальной плоскостью имеется в юго-западной части района, за пределами нашего плана (в районе с. Ивановка). Этот широтного направления разлом проходит вдоль речки Баджанки и приводит в тектонический контакт вулканическую толщу средней юры с осадочно-туфогенными образованиями эоцена. Небольшой сброс северо-восточного простирания (50°) отмечен Р. Н. Абдуллаевым (1947) на правом берегу р. Калакендчай, в 2 км к юго-западу от слияния р. Магучай.

Как отмечалось выше, южнее с. Дарюрт юго-западное крыло Калакендской синклинали разорвано и смещено двумя сбросами: северо-восточным и широтным.

Сбросом широтного простирания разорвано и сброшено северное крыло Карамурадской синклинали, в районе с. Кичик Карамурад. Плоскость сброса падает на север под углом $60-70^\circ$, а амплитуда его достигает 120 м.

Крупным разломом является кедабекский. Начинается он южнее Кедабекского месторождения, протягивается далеко на северо-запад, в близком к меридиональному направлении. Этот разлом, будучи известен на Кедабекском месторождении, в 1953 г. был прослежен М. Д. Гавриловым Р. Х. Рафибейли и Л. В. Зайцевой в северо-западном направлении, через верховья Арыхдамсу, Чолпан, Горилиск, верховья Джагирчая, Биттибулахское месторождение энаргита, далеко за пределы с. Агамалы, на расстоянии свыше 15 км. На всем протяжении этого разлома наблюдается широкая полоса гидротермально измененных пород, местами с интенсивной минерализацией. Вдоль разлома породы сильно окварцованы, каолинизированы, пиритизированы и на отдельных участках с заметным сульфидным (медно-пиритовым и энаргитовым) орудением: Кедабек, Чолпан, Горилиск, верховья Джагирчая, Биттибулах. Ширина полосы гидротермально измененных и минерализованных участков по раз-

лону местами достигает 500 м. Максимальная амплитуда сброса на Кедабекском участке не превышает 150 м, а в северо-западном направлении уменьшается.

На Кедабекском месторождении имеется ряд дорудных и пострудных разломов-сбросов северо-западного направления. Наиболее крупным из них является крайний восточный дорудный взброс, протягивающийся вдоль Вернер-оврага. Благодаря значительному опусканию восточного крыла этого взброса, отложения келловой оксфорда приведены в тектонический контакт с порфиритами „нижней вулканогенной толщи“ средней юры. Амплитуда взброса достигает здесь 400 м. Западнее этого взброса, параллельно ему, имеются еще 3 местного значения пострудных сброса того же северо-западного простирания, прорезывающие г. Мисдаг и имеющие ступенчатый характер; каждый участок между ними опущен относительно соседнего с запада. Крайний западный сброс проходит по западному оврагу, расположенному у западного подножья г. Мисдаг. Амплитуды этих пострудных сбросов значительно меньше восточного дорудного взброса, но все же насчитывают сотни метров.

На Кедабекском месторождении еще один дорудный разлом проходит по северному оврагу (широтному), начинаясь у ручейка Арыхдамсу, протягивается почти в широтном направлении через северный участок до г. Мисдаг. Оползневая зона северного участка расположена на этом разломе.

Небольшой северо-восточного направления (близкого к меридиональному) разлом отмечен на левом склоне левого разветвления р. Арыхдамсу в 1 км к западу от г. Сеютли. Он проходит вблизи контакта габброидов (I фаза) с гранитоидами, благодаря чему габброиды сильно раздроблены и осланцованы. Разлом прослеживается до 2 км.

Более крупный разлом зафиксирован по р. Сеютлису в 2 км к северу от с. Сеютли, вблизи северного контакта интрузии. Этот разлом прослеживается по лево- и правобережью р. Сеютлису, на расстоянии 3 км, благодаря сильной минерализации вдоль разлома.

Разлом северо-западного направления хорошо наблюдается по р. Спасовка в 3 км к востоку от одноименного селения. Разлом прослеживается на обоих берегах ручейка по раздробленности и минерализации пород — „нижней вулканогенной толщи“. Он сопрягается 10-метровой дайкой гранодиорит-порфира, вдоль зальбанда которой породы интенсивно пиритизированы.

В районе с. Ново-Горелсвка, в 0,5 км к северу от него, на вершине безымянной горы, сложенной кварцитами, за-

фиксированы 3 кулисообразных разлома, из коих два протягиваются через месторождение на северо-запад, а третий имеет почти широтное простираие.

Рудный шток месторождения расположен на этих разломах и генетически связан с ними. На юго-восточном фланге (на горе) все эти разломы идут на соединение и фиксируются отчетливо выраженными тектоническими плоскостями с бороздками скольжения.

Весьма крупный разлом зафиксирован нами также по р. Славянка. Этот разлом, имеющий северо-восточное простираие очень близкое к широтному, начинается в 2 км к востоку от с. Славянка, протягивается до р. Джагирчай, затем следует вдоль р. Славянка, вплоть до самого ее верховья. На разломе расположен ряд минеральных источников типа нарзановых: у восточной окраины с. Славянка, в 2 км к западу от нее и в верховьях реки. В восточной части этого разлома вторичные кварциты довольно интенсивно минерализованы и носят явные признаки медного оруденения (малахит и азурит). Здесь же имеются старые штольнеобразные выработки, заданные, по всей вероятности, для проверки медного орудения. В западной части разлома, в районе минеральных источников, породы довольно интенсивно пиритизированы и носят следы медного орудения.

Разлом северо-западного направления проходит также южнее Турмалиновой горки (г. Косагов-бугор), вдоль оврага, по которому задана старая штольня.

На Биттибулахском месторождении энаргита, вдоль так называемого рудного оврага, проходит почти широтного направления разлом, который под острым углом пересекает главный кедабекский разлом.

Небольшой северо-западного (близкого к меридиональному) простираия разлом отмечен по Джагирчаю в 3 км к востоку от с. Захметкенд. Разлом прослеживается на расстоянии 3 км, сопровождается слабой минерализацией и интенсивной заохренностью.

В 3 км ниже, по р. Джагирчай, небольшой северо-восточный разлом проходит по левому берегу реки вдоль северо-западного контакта выхода „нижней вулканогенной толщи“ и сопровождается интенсивной заохренностью.

Два разлома зафиксированы севернее с. Бадакенд. Один из них проходит в 2 км северо-западнее селения и имеет северо-восточное простираие. Другой, широтный, секущий предыдущий разлом, проходит вдоль глубокого оврага в 0,5 км к северу от с. Бадакенд. Вдоль разлома вмещающие породы — кварцевые плагиопорфиры интенсивно пиритизированы, окварцованы, каолинизированы и заохрены. Рудное

тело Бадакендского месторождения расположенное на этом разломе и генетически связано с ними. Небольшие северо-восточного направления нарушения отмечаются также восточнее бадакендского разлома.

Почти ширстного простирания разлом проходит в 2 км к юго-западу от с. Ирмашлы, вдоль которого кварцевые порфиры и их туфы сильно перемяты. Довольно крупный северо-западный разлом зафиксирован был Р. Н. Абдуллаевым и М. Н. Раджабовым (1954) в северо-восточной части планшета и назван ими куйбулагским. Этот разлом, хорошо выраженный (вдоль ручья) в районе с. Козлу, прослеживается на юго-восток до с. Шейтар, а в северо-западном направлении проходит через зимовки Куйбулаг и протягивается далеко на северо-запад. Общая протяженность разлома достигает 10 км. В районе с. Козлу по линии разлома, идущего вдоль ручья на протяжении более 2—3 км происходит нагромождение друг на друга громадных глыб, образуя море камней различной формы и размеров, некоторые из которых достигают громадной величины. Этот разлом с юго-востока на северо-запад захватывает кварцевые порфиры верхнего байоса, западную часть Кабахтепинского нижнемелового гранодиоритового интрузива и осадочно-пирокластические толщи келловой-оксфорда и кимериджа. По линии разлома слои залегают очень круто, а местами поставлены на голову, повсюду гидротермально изменены, скварцованы, каолинизированы и носят явные признаки минерализации.

В окрестностях сс. Коймамедли и Шейтар параллельно Куйбулагскому разлому отмечаются еще два небольших разрыва, протяженность которых не превышает 2 км.

Кроме охарактеризованных разломов (сбросы, взбросы, разрывы), по всему планшету во многих пунктах отмечается целый ряд небольших нарушений северо-западного, северо-восточного и широтного простирания, описание которых ввиду однообразия не приводится.

В преобладающем большинстве случаев из-за отсутствия слоистости в вулканогенных и интрузивных породах установить амплитуду смещений разрывных нарушений не удается.

На основании приведенных списаний весьма полных, нередко очень слабовыраженных или еле заметных антиклинальных и синклинальных складок, с одной стороны, а также природы разрывных нарушений, с другой, отчетливо констатируется, что шамхорский выступ, как это хорошо видно из геологических профилей, в общем характеризуется глыбсвой тектоникой, имеет сравнительно простое строение

с пологими углами падения крыльев. Простираение складчатости соответствует общему простираению Шамхорского антиклинория, т. е. северо-западное, часто близкое к широтному.

Заслуживает внимания то обстоятельство, что почти вся Кедабекская группа интрузивов (Кедабекский, Барум-Барсумский, Ново-Гореловский и Шамкирский), в основном, сосредоточена в пределах Дашкесанского синклинория, его северного крыла, тогда как все остальные массивы (района наших исследований (Атабек-Славянский, Джагирчайский, Шамхорский, Кабахтелинский, Дашбулагский и целый ряд др.) сосредоточены в пределах Шамхорского поднятия.

Наконец, мы предполагаем наличие в районе Кедабека одного глубинного разлома, названного нами Дашкесан-Кедабекским, который имеет северо-западное простираение и прослеживается от района (южнее) с. Карадаг (Кедабекский р-н) через г. Сеютли (1493,7 м), по нижнему течению р. Кедабекчай, на восточный берег р. Шамхорчай. На восточном побережье Шамхорчая этот глубинный разлом продолжается на юго-восток между ручейками Эмирварсу и Шаумянсу, вплоть до Дашкесана.

Вдоль дашкесан-кедабекского разлома, целиком расположенного в пределах северного крыла Дашкесанского синклинория, как на юго-востоке (в Дашкесане), так и на северо-западе (в Кедабеке) произошло внедрение основной магмы, представляющей собой первую порцию дифференциатов единой родоначальной диоритовой магмы, образуя первую фазу интрузивной деятельности. Этим, на наш взгляд, объясняется локализация габброидов в южной части района и полное отсутствие таковых в пределах Шамхорского поднятия.

Однако наличие дашкесан-кедабекского глубинного разлома нельзя считать окончательно установленным оно требует дополнительных исследований и подтверждений.

Касаясь орогенических движений, приведших к формированию складчатой структуры района, следует отметить, что здесь констатируются следы ряда складчатых движений. Несогласное залегание верхнебайосской толщи кварцевых порфиров на нижнюю вулканогенную толщу средней юры фиксирует наличие предверхнебайосских движений, впервые отмеченных К. Н. Паффенгольцем в районе Чирагидзора [56].

Несогласное залегание верхней вулканогенной толщи бата на кварцевых порфирах, возможно, указывает на наличие предбатских тектонических движений. В связи с этими движениями происходит внедрение Атабек-Славянской плагиогранитовой интрузии.

По-видимому, наличием предкелловейских движений вызвано несогласное залегание келловей-оксфордской осадочно-пирокластической толщи на отложения бата. В течение верхней юры тектонические движения отмечаются также и предлузитаном.

Трангрессивное залегание отложений сеномана на среднеюрскую вулканогенную толщу указывает на наличие предсеноманских тектонических движений. В связи с чем и произошло внедрение нижнемеловых (досеноманских) гранитоидных интрузий.

Несогласным залеганием кампан-маастрихтских известняков на отложения нижнего турона отчетливо отмечаются также предсеноманские тектонические движения.

Верхнемеловые тектонические движения отмечаются в юго-западной части района за пределами нашего планшета в районе с. Ново-Ивановка, где они вызывали колебательные движения, обусловившие резкую смену фаций на границе верхнего мела с эоценом. Этими движениями, в основном, завершаются орогенические фазы в междуречье Шамхорчая и Дзегамчая, хотя, возможно, имеющиеся в северной части планшета дислоцированные слои сармата и конкского горизонта говорят о наличии предсарматских движений (?).

ВОЗРАСТ ИНТРУЗИВОВ

Установление возраста интрузивов северо-восточных склонов М. Кавказа имеет большое теоретическое и практическое значение, так как подавляющее большинство месторождений наиболее важных для народного хозяйства полезных ископаемых, как правило, генетически связано с ними, будучи обязанными своим происхождением их магматической и постмагматической деятельности. Однако определение возраста отдельных интрузивных массивов нередко бывает сопряжено со значительными трудностями, преимущественно в отношении верхнего возрастного предела зачастую из-за отсутствия покрывающих их фаунистически охарактеризованных пород. Так обстоит дело также с некоторыми интрузивами северо-восточных склонов М. Кавказа, по вопросу о возрасте которых существуют большие разногласия между геологами.

По возрасту интрузивов М. Кавказа имеется ряд сводок К. Н. Паффенгольца [55—60], А. Н. Соловкина [68—70], В. Н. Котляра [46], И. Н. Ситковского [66] Ценные материалы по петрографии и возрасту интрузивов азербайджанской части приведены в работах Ш. А. Азизбекова [11—13] и М.-А. Кашкая [33, 35, 36].

История интрузивной деятельности на Кавказе наиболее полно освещена Л. Н. Леонтьевым и В. Е. Хаиным [52]. Однако в отношении возраста интрузивов этой полосы между авторами существует разногласие.

Так, К. Н. Паффенголец [55—60] и И. Н. Ситковский [66] почти все интрузии северо-восточных склонов М. Кавказа считают третичными (послеолигоценными), Ш. А. Азизбеков [13] причисляет их к послетуронским, а А. Н. Соловкин [70] относит их к доверхнесенонским. Однако, как показал анализ истории глубинного магматизма, сделанный Л. Н. Леонтьевым и В. Е. Хаином [52] на М. Кавказе, объе-

динение петрографически близких интрузий в одну магматическую фазу является необоснованным.

Ниже нами рассматриваются почти все наиболее важные интрузивные массивы северо-восточной части М. Кавказа, ибо установить возраст Кедабекской группы интрузивов изолированно, без учета данных по другим массивам, не представляется возможным.

Атабек-Славянская интрузия, известная в литературе под названием Мурухлу-Атабекской, Славянской, Саманлыгско-Чардахлинской, Джагирской и т. д., пользуется обширным развитием, занимая площадь свыше 65 км², и представляет большой интерес.

Краткие сведения об этой интрузии приведены К. Н. Паффенгольцем [58]. Петрографически наиболее полное освещение массива дано Ш. А. Азизбековым [13]. Южная часть массива в 1951 г. изучалась и нами.

Атабек-Славянская интрузия детально заснята нами в 1954—1955 гг., собран и обработан большой каменный материал, на основании которых уже можно сделать определенные выводы.

Породы этого массива представлены порфиroidными плагиогранитами, гранофиroidными плагиогранитами, адамеллит-порфирами и аплитовидными адамеллитами с постепенными пере ходами между ними, причем в южной и юго-восточной части больше развиты порфиroidные разности, тогда как в северо-западной части преобладают адамеллит-порфиры и аплитовидные адамеллиты. Плагиограниты отличаются преимущественно незначительным содержанием калиевых полевых шпатов и несколько повышенным содержанием кварца, занимая особое положение среди других интрузивов этой полосы. Возраст этой интрузии К. Н. Паффенгольц [58] и И. Н. Ситковский [66] считают третичным, а Ш. А. Азизбеков [13]—послетуронским. Однако наши данные свидетельствуют о среднеюрском возрасте этого массива,¹ основываясь на следующих соображениях.

1. Атабек-Славянская интрузия явно прорывает нижнюю вулканогенную толщу и толщу кварцевых порфиров средней юры, а в туфоконгломератах „верхней вулканогенной толщи“ средней юры (в 1—1,5 км к северу от с. Ново-Спасовка) содержатся многочисленные обломки, представленные разностями пород этой интрузии, принадлежность которых не вызывает сомнения (рис. 14).

2. Северо-восточнее с. Славянка, на северном склоне г. Масхит, породы верхней вулканогенной толщи лежат на

¹ Впервые в 1953 г. на это указал М. Д. Гаврилов.

этих плагиигранитах без признаков контактового воздействия интрузии (рис. 15).

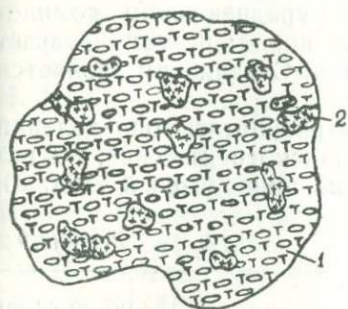


Рис. 14. Глыба туфоконгломератов бата (1) с обломками плагиигранитов (2).



Рис. 15. Залегание отложений „верхней вулканогенной толщи“ (1) на размытой поверхности плагиигранитов (2).

3. В районе г. Карадаг проходит контакт Атабек-Славянской интрузии с южнее расположенной Кедабекской интрузией, где ясно наблюдается активное контактное воздействие второй на первую; от сильного воздействия Кедабекской интрузии в контактовой полосе плагииграниты превращены в кварциты с сохранением реликтовой структуры и крупных фенскристаллов кварца, также ясно указывающих на принадлежность этих пород к плагиигранитам, что говорит о более древнем возрасте последних (рис. 16).



Рис. 16. Возрастные взаимоотношения Атабек-Славянской предбатовской интрузии (1) с кедабекской нижнемеловой интрузией (2).

4. Наконец, косвенным указанием более древнего возраста Атабек-Славянской интрузии может служить повсеместная и интенсивная кварцитизация кварц-порфиров в контактном ореоле ее, тогда как верхняя вулканогенная толща средней юры характеризуется отсутствием сколько-нибудь заметных признаков окварцевания.

Интрузив плагиигранитов совершенно аналогичного минералогического состава и структуры имеется также по Шамхорчаю между сс. Кара-Гаджалы, Мансурлы и Гюльэнбур. Он известен в литературе под названием „Гильанбирский массив“ (по Ш. А. Азизбекову).

Этот интрузив, ранее изученный Ш. А. Азизбековым [13], в 1956 г. картировался нами. Он так же, как и Атабек-Славянский интрузив, находится в совершенно аналогичных взаимоотношениях с окружающим среднеюрским комплексом эффузивно-пирокластических пород; поэтому возраст этого массива по аналогии с Атабек-Славянским является предбатским.

Большой интерес представляют результаты определений абсолютного возраста Атабек-Славянского, массива, по нашим сборам¹. Результаты измерений приводятся в табл. 6.

Таблица 6

| № образца | Место взятия образца | Название породы | Исчисленный возраст, млн. лет | Возраст по стратиграфической шкале |
|-----------|-----------------------------|-----------------------------|-------------------------------|------------------------------------|
| 434 | с. Хар-хар | Аплитовидный плагиогранит | 160 | юра |
| 737 | Правобережье р. Саманлыхчай | Порфириовидный плагиогранит | 145 | юра |

Таким образом, приведенные в табл. 6 данные достаточно обосновывают предбатский возраст Атабек-Славянской интрузии, внедрение которой произошло между верхним байосом и батом.

Кедабекская интрузия (Кедабекский р-н), с которой генетически связан ряд месторождений рудных полезных ископаемых, была изучена К. Н. Паффенгольцем [58], позднее И. Н. Ситковским (1934), а в 1951 г. нами.

В 1954—1957 гг. этот весьма интересный и мало исследованный интрузив был детально заснят и изучен нами [39—42]. По этой интрузии нами был собран и обработан обширный фактический материал, на основании которого можно сделать некоторые весьма интересные выводы.

Этот интрузивный массив площадью около 40 км² предыдущими исследователями считался монофазным и монофаціальным, представленным кварцевыми диоритами [58]. В действительности же он является полифазным и полифаціальным. Здесь со всей ясностью устанавливаются 2 фазы интрузивной деятельности, не считая подфазы внедрения жильных отщеплений интрузии.

¹ Образцы измерены в геохронологической лаборатории Дагестанского филиала Академии наук СССР по аргоновому методу.

Первая фаза—габброидная, вторая—гранитоидная. Поро­ды первой фазы, представленные габбро, габбро-диоритами и диоритами, прорываются породами второй фазы—кварце­выми диоритами, банатит-тоналитами и гранодиоритами.

Возраст этой интрузии К. Н. Паффенгольцем [58] и И. Н. Ситковским [1924] также считался третьим. Фак­тически Кедабекская интрузия прорывает весь комплекс юрских отложений (лузитанские известняки и вулканоген­ные породы киммериджа), а верхний возрастной предел ее остается неизвестным. Однако этот массив, как указывалось выше, моложе Атабек-Славянского предбатского и—как уже можно считать установленным—является нижнемеловым (досеноманским).

Результаты исчисления абсолютного возраста Кедабек­ской группы интрузивов по нашим сборам, также подтверж­дают нижнемеловой возраст Кедабекской группы интрузи­вов, что иллюстрируется табл. 7.

Таблица 7

| № образца | Название массива | Название породы | Исчислен­ный возраст, млн. лет | Возраст по стратигра­фической шкале |
|-----------|------------------|------------------|--------------------------------|-------------------------------------|
| 266 | Шамкирский | Кварцевый диорит | 140 | Нижний мел |
| 689 | Барум-Барсумский | Аплит | 100 | Нижний мел |
| 220 | Кедабекский | Кварцевый диорит | 120* | Нижний мел |
| 1322 | Кедабекский | Керсантит | 110 | Нижний мел |

* По данным М.-А. Кашкая [35]

Как видно из табл. 7, возраст образцов № 266 исчис­ляется в 140 млн. лет, что соответствует юрской системе (130—150 млн. лет). Однако, учитывая то обстоятельство, что все эти массивы явно рвут верхнеюрские отложения, превращая в скарны известняки лузитана на Кедабекском месторождении, а также допустимость отклонений абсолют­ного возраста в исчисленных цифрах на 10% в ту или дру­гую сторону, возраст интрузивов следует считать нижне­меловым (126—млн. лет).

Следует указать на наличие в Кедабекском районе еще ряда выходов габброидных интрузий, обнаруженных Р. Н. Аб­дуллаевым в районе с. Ново-Ивановка и описанных под названием „интрузии Ново-Ивановской группы“ [4].

Однако все эти интрузивы явно третичные и синхронные с основными интрузиями Севано-Акеринской геотектонической зоны.

Л. Н. Леонтьев и В. Е. Хаин [52] Кедабекскую интрузию параллелизуют с Дашкесан-Зурнабадскими интрузиями, что, на наш взгляд, является совершенно справедливым.

Кроме того, эти интрузивы, помимо полной аналогии в химико-минералогическом составе и структурно-текстурных особенностях слагающих их пород, находятся также в одной геотектонической зоне—расположены в пределах Дашкесанского синклиория.

Дашкесанский массив так же, как Кедабекский, характеризуется наличием двух фаз интрузивной деятельности: первой—габброидной и второй—гранитоидной. Все эти данные, естественно, достаточно убедительно говорят об одном возрасте этих интрузивов. Поэтому нам представляется целесообразным вкратце остановиться на этих интрузивах и привести некоторые данные, полученные нами за последние годы.

Дашкесанскую и Зурнабадскую интрузии, как на это справедливо указывал Р. Н. Абдуллаев в 1948 г., следует рассматривать в качестве единой интрузии по общности химико-минералогического состава и приуроченности к одному Дашкесанскому синклиорию; они отделены друг от друга на поверхности лишь 800-метровой полосой.

Дашкесан-Зурнабадская интрузия описана К. Н. Паффенгольцем [55, 56] и Ш. А. Азизбековым [13]. В течение 1951—1956 гг. Дашкесанская интрузия детально изучалась М.-А. Кашкаем, установившим здесь самостоятельную фазу габброидов, пользующихся значительным распространением.

Дашкесан-Зурнабадская интрузия общей площадью около 35 км² сложена, в основном, гранодиоритами, меньше—банатитами и кварцевыми диоритами. Бескварцевые диориты, габбро-диориты и габбро, пользующиеся ничтожным развитием в контактовой полосе интрузии, являются гибридными, связаны с ассимиляцией грано-диоритовой магмы имеющихся пород.

Необходимо оговориться однако, что габбро-норитовая интрузия, обнаруженная нами в 1951 г. в районе с. Баян, на 26 км от ст. Алабашлы [37], и габброидная фаза, выявленная М.-А. Кашкаем в районе с. Верхний Дашкесан, является самостоятельной фазой.

Касаясь возраста этой интрузии, следует отметить, что К. Н. Паффенгольц [55, 56], И. Н. Ситковский (1934) считают их третичными—послеолигоценовыми, Ш. А. Азизбеков [13] придерживается послетуронского возраста, А. Н. Со-

ловкин [68, 69, 70] относит эти интрузии к доверхнесенонским. Однако за последние годы все больше исследователей высказывается за более древний досеноманский возраст этой интрузии. Так, Л. Н. Леонтьев и В. Е. Хаин [52] устанавливают досеноманский возраст Зурнабадской интрузии на том основании, что в 1947 г. Л. Н. Леонтьевым и В. А. Комар, а ранее В. И. Славиным почти над ее кровлей в основании сеномана была найдена гранодиоритовая галька.

Что же касается двух мелких выходов гранодиоритов и одного офитового габбро, расположенных рядом с крупным Зурнабадским массивом и прорывающих нижний турон, то все они, как считают авторы, являются самостоятельными, внедрение которых, очевидно, приурочено к предсантонским движениям.

Таким образом, отрицается мнение, считающее эти выходы апофизами Зурнабадской интрузии, на основании чего устанавливался послетуронский возраст последней.

Что же касается Дашкесанской интрузии, то за досеноманский возраст ее на основании выявленной нами в районе с. Баян и описанной габбро-норитовой интрузии [37] можно привести не менее веские данные.

В. Н. Котляр [46], проводивший в 1935—1936 гг. детальные исследования вторичных кварцитов Човдарского района, обнаружил в бассейне нижнего течения р. Човдарчай, в нескольких километрах выше ее впадения в р. Кушкарчай (в районе с. Кызылджа), гальку интрузивных пород в фаунистически охарактеризованных конгломератах сеномана, залегающих в основании вулканогенной толщи. Насыщенность конгломерата галькой, интрузивных по автору, составляет порядка 20—25% общего количества галек, причем состав их довольно однородный и соответствует габбро-нориту.

По поводу этих галек В. Н. Котляр ставит законный вопрос „являются ли они дифференциатами интрузий, проявляющихся в Дашкесанском и Шамхорском районах, и тем самым являются ли последние мезозойскими или же габбро-нориты представляли самостоятельные интрузии?“. Далее автор совершенно справедливо указывал: „Таким образом, еще нельзя подойти к более точному определению возраста интрузий Кировабадского района, но с полной определенностью можно говорить о том, что в данном районе проявлены доверхнемеловые, скорее всего мезозойские интрузии, пока, может быть, еще не вскрытые эрозией четвертичного времени, в составе которых габбро-нориты играют существенную роль“.

Несомненно, указанные В. Н. Котляром [46] гальки габбро-норита относятся к обнаруженной нами габбро-норитовой интрузии [37], выходы которой протягиваются далеко на левый берег р. Кушкарчай, находясь вблизи от пункта, указываемого В. Н. Котляром.

Таким образом, возраст обнаруженной нами в районе с. Баян габбро-норитовой интрузии является, несомненно, сеноманским.

Дашкесанская интрузия, являющаяся фазой проявления одного и того же магматического очага, — также досеноманского возраста.

В целях ликвидации (хотя бы частично) существующих между геологами разногласий относительно возраста Дашкесан-Зурнабадского массива, специальная комиссия геологов в составе Ш. А. Азизбекова, М.-А. Кашкая, Р. Н. Абдуллаева, Г. И. Керимова, Э. Ш. Шихалибейли, Э. Т. Байрамалибейли и А. Д. Керимова 16 мая 1957 г. посетила Зурнабадский массив. Комиссией был осмотрен контакт интрузива с известково-песчанистыми отложениями сеномана на правом берегу р. Гянджачай (ниже моста).

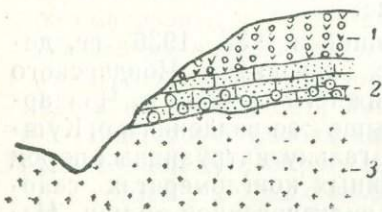


Рис. 17. Отложения сеномана (1) с базальными конгломератами в основании, содержащими гальки кварцевых диоритов и гранодиоритов (2), на размытой поверхности Зурнабадского интрузива (3).

Здесь было констатировано, что отложения сеномана, представленные песчаниками и песчанистыми известняками с обильной фауной (сеноманской), покрывают массив и содержат многочисленные обломки интрузивных пород данного массива (рис. 17). Обломки эти неокатаные, имеют остроугольные формы. Причем фаунистически охарактеризованные песчанисто-карбонатные отложения сеномана не обнаруживают никаких признаков контактового

воздействия Зурнабадского интрузива, своими контурами вплотную примыкающего к отложениям сеномана.

Детальное микроскопическое исследование галек интрузивных пород, отобранных из отложений сеномана, не оставляет сомнений о принадлежности этих обломков к Зурнабадскому массиву. Структура их типично гипидиоморфно-зернистая, нередко пегматоидная. В минералогическом составе их основное место занимают кислые плагиоклазы (довольно интенсивно разрушенные, кальцитизированные) и кварц. Цветные компоненты, представленные роговой об-

манкой, реже биотитом, пользуются сравнительно не большим развитием и обычно разрушены и хлоритизированы. Некоторым развитием (небольшим) пользуется магнетит. Порода в целом слабо хлоритизирована и эпидотизирована. По минералогическому составу принадлежит к кварцевому диориту и диориту.

Все эти данные безусловно, говорят о досенноманском возрасте Зурнабадского массива. Нижнемеловой возраст Дашкесан-Зурнабадского интрузива также подтверждается исчислениями абсолютного возраста, определенного из сбора М.-А. Кашкая (по устному его сообщению). Результаты измерения приводятся в табл. 8.

Таблица 8

| Название массива | Название породы | Исчисленный возраст, млн. лет | Возраст по стратиграфической шкале |
|------------------|-----------------------|-------------------------------|------------------------------------|
| Дашкесанский | Габбро-диорит, I фаза | 125 | Нижний мел |
| | Гранодиорит, II фаза | 120 | Нижний мел |
| | Граноанлит, III фаза | 115 | Нижний мел |
| Зурнабадский | Гранодиорит | 130 | Нижний мел |

Таким образом, нижнемеловой (досенноманский) возраст Дашкесан-Зурнабадской интрузии можно считать окончательно установленным.

По своему петрографическому составу среди всех интрузивов этой полосы особняком стоит так называемая Кызылкая-Учтепинская (Кировабадская) интрузия, обнажающаяся по обоим берегам р. Гянджачай в 3—4 км к югу от Кировабада, в районе садов Багманлара, площадью менее 1 км². Этот интрузив описан Ш. А. Азизбековым [13] и в 1951 г. изучался нами. Массив этот, представленный пегматитовыми и гранофировыми гранитами, является единственным в Азербайджане с нормальным (для типичных гранитов) соотношением калиевых и известково-натриевых полевых шпатов с превышением K₂O над N₂O. Граниты эти имеют красновато-розовый цвет и, благодаря их резко отличному (нормальному для гранитов) составу, некоторые геологи склонны были их параллелизовать с известным Дзирульским (палеозойским) массивом Грузии. Однако мы, в подтверждение данных Ш. А. Азизбекова [13], И. Н. Ситковского (1934), Л. Н. Леонтьева и В. Е. Хаина [52], в 1951 г. наблюдали явный прорыв этой интрузией вулканогенной толщи

турона (1945) на правом берегу р. Гянджачай, на южном склоне г. Кызылкая, где вблизи от вершины сохранился останец турона—пласт вулканогенной породы мощностью до 10 м с отчетливыми элементами залегания, нацело превращенной от воздействия интрузии в чистые сливные кварциты.

Таким образом, послетуронский возраст этого интрузива не оставляет сомнения. Однако верхняя граница его остается неясной.

Очевидно, Кызылкая-Учтепивский массив по своему возрасту является верхнемеловым; исходя из резко отличного от явно нижнемеловых интрузивов геологического положения и химико-минералогического состава (более близких к таковым явно третичных интрузивов) этого интрузива, мы лично склонны считать его верхнемеловым. Этот вывод, однако, нельзя считать окончательным, он требует дополнительных подтверждений. Ввиду большого содержания в этих гранитах K_2O , его абсолютный возраст легко может быть исчислен по аргоновому методу, что является одной из первоочередных задач геохронологической лаборатории Института геологии Академии наук Азербайджанской ССР.

Наконец, необходимо коротко коснуться возраста Кабахтепинской интрузии, также являющейся досенманской.

Кабахтепинская интрузия (Шамхорский р-н), расположенная южнее районного центра, в среднем течении р. Джигирчай, занимает значительную площадь. Этот массив изучен Ш. А. Азизбековым [13], Р. Н. Абдуллаевым и М. Н. Раджабовым (1954) и несколько маршрутов по массиву было проведено нами в 1951 г.

В 1956 г. массив был заснят нами и по возрасту его получены ценные данные.

Слагающие этот интрузив породы представлены преимущественно гранодиоритами, кварцевыми диоритами и в подчиненном количестве тоналит-банатитами. По Ш. А. Азизбекову [13], эта интрузия прорывает нижний турон, поэтому имеет послетуронский возраст, а верхняя возрастная граница ее окончательно не установлена.

Прорыв сложенных турина Кабахтепинской интрузией отрицается В. Е. Хайном [52]; по его мнению, эта интрузия не метаморфизует сенманские отложения, по возрасту она является досенманской.

Следует отметить, что такого же взгляда придерживаются Р. Н. Абдуллаев и М. Н. Раджабов (1954).

В 1956 г. при съемке Кабахтепинского массива в нижней части оврага, берущего свое начало в районе родника, единственного родника в верхней части шоссе Ясамальского

подъема, расположенного примерно на 10 км, нами наблюдаются осадочно-пирокластические отложения сеномана с обильными включениями галек пород массива. Гальки неокатаны и по составу представлены всеми разновидностями гранодиоритов и кварцевых диоритов Кабахтепинского интрузива, что говорит о нижнемеловом (досеноманском) его возрасте.

Нижнемеловой возраст массива подтвержден также исчислениями абсолютного возраста, произведенными Р. Н. Абдуллаевым по его же сборам.

По всей вероятности, аналогичный возраст имеют также Дашбулагский массив и некоторые другие мелкие выходы гранитоидов, известные во многих пунктах исследованного нами района.

По данным Р. Н. Абдуллаева [7], нижнемеловой возраст Кабахтепинского и Дашбулагского массивов подтверждается также измерениями их абсолютного возраста (по аргоновому методу). Результаты измерения приводятся в табл. 9.

Таблица 9

| № образца | Название массива | Название породы | Исчисленный возраст, млн. лет | Возраст по стратиграфической шкале |
|-----------|------------------|-----------------|-------------------------------|------------------------------------|
| 136 | Кабахтепинский | Аплит | 120 | Нижний мел |
| 133 | Дашбулагский | Аплит-пегматит | 110 | Нижний мел |

Наконец, заслуживает серьезного внимания (в смысле возраста) Джагирчайский интрузив. Он петрографически изучен Ш. А. Азизбековым [13], а в течение 1954—1957 гг. изучался нами. Этот массив, расположенный в районе с. Нижний Джагир (Шамхорский р-н), занимает, главным образом, правобережье р. Джагирчай имеет площадь до 15 км².

Породы, слагающие Джагирчайский интрузив, будучи представлены кварцевыми диоритами аналогично породам мезозойских интрузивов, резко отличаются по своим структурно-текстурным признакам. Кварцевые диориты Джагирчайского массива характеризуются типичными пегматитовыми и гранофировыми структурами. Любопытно отметить, что исчисление абсолютного возраста (по двум образцам из нашего сбора) дало: образец №782—40 млн. лет и образец №783—75 млн. лет. Таким образом, первый образец указывает на палеогеновый, а второй—верхнемеловой возраст интрузива.

| Название массивов | Местонахождение | Название пород | Возраст интрузива | Краткое обоснование возраста |
|-------------------------------|--------------------------------|------------------------|--------------------------------|--|
| Атабек-Славянский | Кедабек-Шамхорский р-н | Плагиограниты | Средняя юра (предбатский) | Прорывает верхний байос и подстилает бат |
| Гильанбирский (Шамхорчайский) | Шамхорский р-н | " | " | По аналогии с Атабек-Славянским интрузивом |
| Мехманинский | Мардакертский р-н НКАО | Гранитоиды | Верхняя юра | По косвенным признакам |
| Дашкесан-Зурнабадский | Дашкесанский и Ханларский р-ны | Гранитоиды и габброиды | Нижний мел (дессеноманский) | Прорывают верхнюю юру, а гальки породы массива содержатся в основании сеномана |
| Кедабекская группа интрузивов | Кедабекский и Шамхорский р-ны | " | " | Прорывает кимеридж (по аналогии с Дашкесан-Зурнабадским интрузивом) |
| Кабахтепинский | Шамхорский р-н | Гранитоиды | " | Прорывают верхнюю юру, а гальки породы массива содержатся в основании сеномана |
| Дашбулагский | " | " | " | По аналогии с Кабахтепинским массивом |
| Джагирчайский | " | " | Верхний мел (?) | По определению абсолютного возраста и косвенным признакам |
| Кызылкая-Учтепинский | Ханларский р-н | Нормальные граниты | Послетуронский (верхнемеловой) | Прорывает турон |

Возможно эти отклонения в возрасте от окружающих нижнемеловых массивов связаны с ошибками, допущенными при их определении. Однако возможно и то, что Джагирчайский интрузив по возрасту окажется более молодым (верхнемеловым?)

Наконец, несколько дальше от этих интрузивов лежит Мехманинский массив, который по возрасту большинством исследователей параллелизуется с нижнемеловыми интрузивами северо-восточных склонов М. Кавказа. Однако этот интрузив от последних отличается рядом признаков:

1. Мехманинский интрузив находится в другой геотектонической зоне, а именно: в области Агдамского антиклинория, поднятие которого началось значительно раньше.

2. Этот интрузив прорывает лишь отложения „верхней вулканогенной толщи“ (бата), и гальки слагающих его пород находятся в низах толщи сеномана.

3. По сравнению с породами нижнемеловых интрузивов породы Мехманинского массива исключительно интенсивно дезинтегрированы вплоть до превращения в дресву.

Все эти моменты указывают на более древний возраст Мехманинского массива.

По мнению В. Е. Хаина, этот интрузив, по всей вероятности, является верхнеюрским.

Возрастные взаимоотношения всех рассмотренных выше интрузивов для наглядности сведены в табл. 10.

Таким образом, весьма краткий анализ возрастных взаимоотношений некоторых интрузивов кировабадской части Сомхето-Карабахской геотектонической зоны показывает, что нельзя параллелизовать эти интрузии по общности химико-минералогического состава и близости расположения друг от друга и что здесь имеют место разновозрастные массивы: одни из них являются юрскими, другие — нижнемеловыми или досеноманскими, а некоторые, несомненно, — послетуронскими (верхнемеловыми?).

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Как отмечалось в главе „Стратиграфия“, в геологическом строении междуречья Шамхорчая и Дзегамчая, в основном, принимают участие отложения средней и верхней юры, хотя в северной части района небольшое развитие имеют верхнемеловые и некоторые другие, более молодые образования.

В соседнем (к западу) районе, в верховьях Асрикчая, лишь на небольшом участке выступают нижний палеозой и нижняя юра. Поэтому изложение геологической истории рассматриваемого региона будет, во-первых, довольно кратким, во-вторых, для ее восстановления потребуется использовать также данные по соседним районам.

Наличие в северо-западной части Шамхорского поднятия выходов нижнего палеозоя свидетельствует о существовании здесь моря, которое отлагало, по-видимому, в основном терригенные осадки. Доказательством этого является наличие в составе палеозоя метаморфических сланцев. Море это было мелководным, на что указывает терригенный характер отложений, в которых, судя по галькам амфиболитов в базальном конгломерате лейаса, некоторое участие принимает также излияние основных эффузивов.

Однако море здесь не пользовалось сплошным развитием и, наряду с геосинклинальными прогибами, существовали гесантиклинальные поднятия, представлявшие участки суши.

Отсутствие на значительной территории Сомхето-Карабахской зоны отложений среднего и верхнего палеозоя, очевидно, вызвано проявлением здесь каледонского и герцинского тектогенеза, которые путем интенсивных поднятий превратили эту область в сушу, сохранившуюся долгое время.

В бассейне Дзегамчая и Асрикчая между нижним палеозоем и лейасом область испытывала длительный период континентального развития.

Наличие в основании лейаса базальных конгломератов из галек ниже лежащих пород и несогласное залегание первых на нижнем палеозое указывают на существование в это время горных сооружений, испытавших поднятия и размыв. Исходя из общего хода геологической истории М. Кавказа и Прикуринской депрессии, как противоположных друг другу областей поднятия и опускания, следует полагать, что эти горные сооружения (источники сноса) находились в пределах Прикуринской депрессии.

Как отмечено выше, на указанных конгломератах трансгрессивно залегает 200-метровой мощности горизонт глинистых песчаников верхнего лейаса (тоарский ярус). Следовательно, верхнелейасовой трансгрессии предшествовал перерыв, в течение которого конгломераты были подвергнуты размыву. Очевидно, этот перерыв был не очень продолжительным и, возможно, отвечает среднему лейасу. При этом возраст пачки конгломератов естественнее предположить нижнелейасовым, а более значительный перерыв, существовавший между отложениями конгломератов и палеозоем, в течение которого разрушались древние горные сооружения, по всей вероятности, будет отвечать триасу (или верхнепалеозой — триасу).

В этой части М. Кавказа длительный континентальный период сменяется наступлением верхнелейасового моря, и юго-западная часть территории, начиная с верхнего лейаса, покрывается морем, где происходит отложение 200-метровой мощности песчано-глинистых (глинисто-песчанистых) отложений тоарского яруса. Море это, при частых колебаниях его уровня, в общем было не глубоководным, о чем свидетельствует терригенный характер накопившихся отложений. Терригенный материал поступал из воздымавшейся в то время Закавказской геоантиклинали с севера и возможно, Мисхано-Зангезурской с юга.

В конце верхнелейасового времени море отступило из данного района, и на не очень продолжительный срок область превратилась в сушу, был восстановлен континентальный режим, приведший к перерыву в осадконакоплении, о чем свидетельствует трансгрессивное налегание „нижней вулканогенной толщи“ (нижнего и среднего байоса) на песчаники тоарского яруса в районе с. Беюк Кишлак.

Этот перерыв между тоаром и нижним байосом соответствует (естественно предположить) аалену.

В нижнем байосе возобновились опускания на территории исследованного района, как и на всем протяжении северо-восточных склонов М. Кавказа, приведшие к интенсивному

погружению области в ниже-среднебайосское время. Это погружение сопровождалось довольно интенсивной вулканической деятельностью, давшей мощные покровы различных, главным образом, среднего и основного состава порфиритов и пирокластических пород, мощность которых западнее рассматриваемого планшета в районе Дзегамчая достигает 1600 м. Однако сопоставление литофаций и мощности этих отложений с таковыми других районов М. Кавказа, где мощность их местами достигает 3000 м, говорит, очевидно о том, что исследуемая область, по сравнению с этими районами, испытывала и некоторое относительное поднятие.

Вулканическая деятельность была подводной и частично-надводной. О подводных условиях извержения свидетельствует наличие среди порфиритов пластов слоистых туфов и туфопесчаников. Причем излияния, по-видимому, были центрального типа, о чем говорят петрографический состав и смена фаций эффузивных пород пирокластическими (особенно частые западнее нашего района), указывающими на наличие взрывной деятельности. Вулканы, очевидно, изредка образовывали острова, возвышающиеся над водным покровом, о чем свидетельствует наличие в разрезе толщи пластов туфоконгломератов и туфобрекчий. Кроме того, наличие в составе этой толщи покровов порфиритов со столчатой отдельностью быть может свидетельствует и о кратковременных наземных излияниях.

В верхнем байосе вулканическая деятельность продолжается с неослабевающей силой, причем андезито-базальтовый состав лавы сменяется кислой липарито-дацитовый, давшей начало довольно мощным покровам кварцевых порфиров (кварцевых плагпорфиров) и сопровождающих их пирокластических образований—их туфов, туфопесчаников и туфобрекчий. Излияние лав происходило под водой, о чем говорят многочисленные прослой слоистых туфов и туфопесчаников в этой толще, нередко содержащие довольно богатую фауну (в соседнем Куши-Човдарском р-не). Излияния были центрального типа и сопровождалась значительной взрывной деятельностью, усилившейся в верхней половине верхнебайосского времени, о чем свидетельствует сосредоточенность пирокластических образований кварцевых порфиров (их туфов, туфопесчаников и туфобрекчий) преимущественно в верхней половине толщи. Здесь надо иметь в виду, что излияние кварцевых порфиров связано с поднятием области, а наличие столчатых отдельностей говорит о наземном условии извержений. Видимо, в начале периода было так, но позже, к концу периода, в отдельных районах возобновились опускания, где в подводных усло-

виях одновременно с излиянием лав накапливались и туфогенные породы.

На границе верхнего байоса и бата вулканическая деятельность временно затухает и происходят складчатые движения, связанные с предбатской орогенической фазой, приведшей к бурному проявлению интрузивной деятельности. В это предбатское время произошло внедрение кислой магмы, приведшей к образованию довольно крупных Атабек-Славянского и Шамхорчайского плагиигранитовых интрузивов, являющихся завершающим этапом магматической деятельности кислой магмы в верхнебайосское время. С этим же этапом геологического развития района должны быть связаны выходы плагиигранит-порфиров, являющихся апофизами Атабек-Славянского плагиигранитового интрузива.

Эти же складчатые движения на границе байоса и бата приводят к некоторому оживлению поднятий области, сопровождающимся размывом толщи кварцевых порфиров и знаменующимся небольшим несогласием между ними и перекрывающими их отложениями. Однако следует иметь в виду, что не всюду существовал однообразный режим, как всегда и в это время существовали как опускающиеся, так и воздымающиеся участки.

Таким образом, наметившийся в начале века отложений толщи кварцевых порфиров подъем завершился в общем в отдельных участках в добатское время, а в других несколько ранее.

Вслед за этим поднятия сменяются постепенными опусканиями, происходит расширение батского моря. Однако последнее занимает, главным образом, южную половину района, тогда как в северной половине, благодаря все продолжающемуся воздыманию Шамхорского антиклинория, значительная часть Шамхорского поднятия освобождается из-под водного покрова, превращаясь в область размыва, что фиксируется несогласным залеганием отложений „верхней вулканогенной толщи“ (бата) на мощный покров кварцевых порфиров в полосе Кадабек-Славянка. Вулканическая деятельность в батское время вспыхнула с новой силой, что привело к образованию мощного покрова эффузивно-пирокластических пород. Вулканизм носил подводный характер, о чем свидетельствует присутствие в этих отложениях обильной фауны аммонитов, пелеципод, гастропод и др. (особенно в соседнем Кущи-Човдарском р-не). Фауна эта, по И. Р. Кахадзе (1936) и А. Т. Аслаяну [17—19], обнаруживает значительное сходство со средиземноморской и средневропейской.

По сравнению с нижним и средним байосом в бате вулканизм имел преимущественно эксплозивный характер, привед-

ший к образованию нередко довольно мощных слоев пирокластических пород при подчиненной роли покровных порфиритов. Изливались лавы, в основном, среднего (порфиритового) состава, реже—кислые, благодаря чему в верхней части разреза „верхней вулканогенной толщи“ местами встречаются маломощные пачки кварцевых порфиров, согласно залегающих среди вмещающих эффузивно-пирокластических образований. Временами трещинный тип излияния, очевидно, сменялся центральным. Нередко довольно частые изменения мощности и быстрая смена фаций на коротком расстоянии объясняются центральным характером излияний, сопровождающихся интенсивной взрывной деятельностью, обусловившей накопление туфов, туфобрекчий и туфоконгломератов.

Одновременно воздыманье отдельных участков в северной части Шамхорского поднятия обуславливало их размыв и приток обломочного материала с накоплением небольших прослоев туфопесчаников.

К концу бата вулканическая деятельность заметно ослабевает и, наряду с образованием вулканогенных пород, идет отложение нормальных осадочных пород.

На границе между батом и келловеем имели место складчатые движения в связи с чем отмечаются значительные поднятия территории, особенно в пределах Шамхорского поднятия, и связанная с ними перестройка геотектоического плана. В келловей-оксфорде море сохранилось лишь в южной части района, в пределах Дашкесанского прогиба и в районе Ирмашлинской депрессии (на севере), полностью покинув выступавшее над поверхностью вод Шамхорское поднятие, что приводит к трансгрессии Келловейского моря в южной полосе, в результате чего келловей трансгрессивно и с небольшим угловым несогласием залегают на отложениях бата. В южной полосе области в келловей-оксфордское время море занимает значительную площадь. Однако осадки келловей и оксфорда по сравнению с батом носят более мелководный характер.

Келловей-оксфордская трансгрессия наибольший размах приобрела в восточной части Дашкесанского прогиба (соседнем Дашкесанском р-не), где эти отложения имеют максимальное развитие. Нормальное осадконакопление в келловей-оксфорде временами прерывалось кратковременными вспышками вулканической деятельности, о чем свидетельствует чередование песчаников, сланцев и аргиллитов с порфиритами и пирокластическими образованиями, играющими подчиненную роль. Вулканизм имел подводный характер, излияния были центрального типа и сопровождалась врывной деятельностью, о чем свидетельствует наличие пиро-

кластических образований, не пользующихся, однако, повсеместным развитием.

Некоторая часть этих пирокластических пород, по всей вероятности, образовалась также за счет размыва вулканогенных отложений доггера, слагающих значительную территорию, представляющую в это время сушу—область интенсивных денудационных процессов, обусловившую накопление нормально осадочных, осадочно-туфогенных пород.

Келловей-оксфордское мелководное море, по-видимому, носило островной характер (с пышным развитием растительности), о чем свидетельствуют остатки растений и стволов деревьев в отложениях келловей-оксфорда района с. Коминтерн. В верхнеоксфордское время в западной части Дашкесанского прогиба в условиях мелкого и теплого моря происходит накопление карбонатных пород, где, наряду с толстослоистыми известняками оксфорда, отлагались также коралловые известняки, что, очевидно было связано с более крутым характером берегов моря, лишающих возможности поступления песчаного материала.

К концу оксфорда море затопливает еще большую площадь, а вулканическая деятельность сменяется нормальным осадконакоплением.

В основании известняковой толщи лузитана в районе с. Калакэнд наблюдаются прослой сильно сцементированного известнякового конгломерата с фауной аммонитов и белемнитов, что говорит о мелководном режиме и колебании дна бассейна в начальной стадии отложения известняков. В верхней части разреза нередко встречаются прослой мелкообломочного конгломерата с фауной гастропод. Наличие кораллов и стеблей морских лилий свидетельствует о накоплении и седиментации отложений в теплом море (в условиях теплого климата).

Отложения лузитана, выраженные в карбонатной фации, пользуются более широким распространением, чем осадочно-туфогенная толща келловей-оксфорда.

Лузитанские известняки значительным развитием пользуются и в соседнем Дашкесанском районе. Лузитанское море, занимающее значительную площадь на правом берегу р. Шамхорчай, через сс. Эмирвар, Шаумян узкой полосой распространялось и в юго-восточную часть рассматриваемого планшета, где оно занимало небольшой участок (южнее с. Коминтерн) в районе Сардарского хребта. Здесь сохранились останцы лузитанских известняков мощностью до 50 м, которые с небольшим угловым несогласием залегают на туфогенно-осадочных отложениях келловей-оксфорда. Однако следует отметить, что лузитанские известняки (или да-

же карбонатные отложения оксфорда) присутствуют не всюду, нередко эффузивно-пирокластические образования кимериджа непосредственно залегают на осадочно-пирокластической толще келловей-оксфорда.

После почти полного затухания вулканизма в лузитане намечается новое оживление вулканической деятельности в кимеридже и происходит резкая смена в осадконакоплений, в предгорной полосе и в пределах Дашкесанского прогиба и карбонатные породы лузитана сменяются эффузивно-пирокластическими образованиями кимериджа — туфами, туфопесчаниками, туфобрекчиями и порфиритами. Вулканизм был подводным, а излияния носили центральный характер и сопровождалась интенсивной взрывной деятельностью, о чем свидетельствует значительное преобладание пирокластических пород над эффузивными. Однако в кимериджское время территория Шамхорского поднятия, благодаря все продолжающимся поднятиям области, почти полностью превращается в сушу. Кимериджское море, имевшее весьма широкое распространение в соседних (как с востока, так и с запада) районах, узкой полосой заходило в пределы исследуемого района. Море, занимавшее весьма значительную территорию в междуречье Дзегамчая и Таузчая, где мощность кимериджских эффузивно-туфогенных пород достигает 1500 м, узкой полосой протягивалось с северо-запада в северную часть рассматриваемого планшета и заливало Ирмашлинскую депрессию.

Ирмашлинский прогиб являлся единственным участком в пределах северной части нашего района, который занимало Кимериджское море, где эффузивно-пирокластические отложения имеют значительную мощность, достигающую 250 м, а площадь, занятая в это время морем, очевидно не превышала 25—30 км². Здесь эффузивно-пирокластические образования кимериджа непосредственно (согласно) налегают на осадочные и осадочно-туфогенные отложения келловей-оксфорда, что свидетельствует о сохранении моря на этом участке в течение всего мальма.

Второй участок, который заливало Кимериджское море, расположен в юго-восточной части Сардарского хребта — в северной части Дашкесанского прогиба, где море сохранилось с лузитанского времени. Однако площадь, занятая здесь морем в кимеридже, по сравнению с лузитаном, еще более сокращается, поэтому останцы пирокластических отложений кимериджа, согласно залегающие на лузитанские известняки, сохранились на очень небольшом участке, а мощность их не превышает 30 м.

Таким образом, в мальме Шамхорское поднятие превращается в сушу, перестает быть областью накопления осадков и представляет собой область размыва сноса. Лишь в предгорной полосе формируется прогиб, где происходит накопление терригенно-пирокластических и эффузивных образований.

Аналогичные терригенно-пирокластические отложения в мальме накапливались также в пределах Дашкесанского синклинория, представлявшего собой область погружения, сформированную в верхнеюрское время. Совершенно сходный характер литофаций верхнеюрских отложений Дашкесанского прогиба с таковыми предгорной полосы указывает на соединение их проливом.

К концу кимериджа верхнеюрское море полностью отступает с территории исследуемого района, и происходит полное осушение Шамхорского поднятия, поэтому отложения титона здесь отсутствуют.

В неокоме, в связи с происходившими наиболее сильными складчатыми движениями, произошла дальнейшая перестройка тектонического плана, и вся область Шамхорского поднятия продолжала оставаться сушей. В это время в результате интенсивных складчатых движений произошло внедрение большинства гранитоидных интрузий: Кедабекской, Барум-Барсумской, Ново-Гореловской, Шамкирской, Джигирчайской, Кабахтепинской, Дашбулагской и целого ряда более мелких, известных в междуречье Шамхорчя и Дзегамчая. С ними же связано образование всех крупных разрывных нарушений исследованного района. С этим же временем связана интрузивная деятельность Дашкесанского, Зурнабадского и некоторых других гранитоидных массивов северо-восточной части Кавказа. В результате этих неокотских складчатых движений происходит внедрение магматических масс и разрывообразование, создается Шамхорский антиклинорий.

Установившийся континентальный режим сохраняется в пределах Шамхорского поднятия в течение всего последующего времени—мезо-кайнозоя и антропогена, вплоть до наших дней.

В пределах же окружающих Шамхорский антиклинорий прогибов континентальный режим продолжается до второй половины нижнего мела. В верхнеюрское время западная часть Дашкесанского прогиба опускается и затопляется неглубоким морем, о чем свидетельствует присутствие в районе с. Калакэнд небольшой мощности верхнеальбских отложений. Последние представлены здесь маломощными и мелководно-прибрежными песчано-глинистыми и туфген-

ными образованиями. По всей вероятности, это море имело связь с водами Казахского прогиба (на северо-западе), что подтверждается также аналогичным характером фаций. Как полагают, в эти районы М. Кавказа море пришло с запада, из Грузии; оно, вероятно, заняло широкую полосу вдоль современной долины Куры и затем образовало заливы в Казахском, Калакандском, Агджакендском и Мардакертском прогибах.

К концу альба юго-западная часть Дашкесанского прогиба также освобождается из-под водного покрова и значительная часть междуречья Шамхорчая—Дзегамчая превращается в сушу.

В начале сеномана последовала новая трансгрессия моря, охватившая лишь северную часть Ирмашлинского прогиба; море охватило с севера Шамхорское поднятие, проникло также с юга, со стороны Севано-Акеринской депрессии и захватило западную часть Дашкесанского прогиба. Поэтому в предгорной полосе сеноман залегает несогласно на размытой поверхности более древних юрских отложений с конгломератом в основании, состоящим, главным образом, из обломков гранодиоритов и кварцевых диоритов Кабахтепинского интрузива.

Сеноманское море было мелководным, в котором происходило накопление терригенно-пирокластических материалов. Вулканическая деятельность усилилась к концу сеномана, поэтому осадочные известково-глинистые и песчаные образования, преобладающие в нижней части разреза, сменяются, преимущественно, среднего состава эффузивными и эффузивно-пирокластическими образованиями. Излияния были центрального типа, о чем свидетельствует наличие значительного количества пирокластического материала, чередующегося с нормально осадочными породами.

В Ново-Ивановском заливе Севано-Акеринской геосинклинали в сеномане отлагаются мергелистые и туфогенные песчаники с богатой фауной аммонитов, пелеципод и гастропод (В. П. Ренгартен и Р. Н. Абдуллаев).

Сеноманское море, занимавшее отдельные участки в предгорной полосе, сохраняется здесь и в нижнетуронское время, благодаря чему отложения сеномана постепенно переходят в нижний турон. На тех участках, где отсутствуют отложения сеномана, нижний турон залегает трансгрессивно на отложениях кимериджа или на еще более древних верхнебайосских кварцевых порфирах. В нижнем туроне интенсивность погружения занятых морем прогибов возрастает, значительно усиливается вулканическая деятельность, благо-

даря чему происходит более интенсивное осадконакопление. Излияния носили центральный характер.

К концу нижнего турона происходят складчатые движения приведшие к поднятию участков, занятых нижнетуронским морем; море отступает, а верхнетуронская трансгрессия не охватывает эти районы, и вся эта полоса на довольно длительное время целиком превращается в сушу и наступает перерыв в отложениях; поэтому отложения верхнего турона здесь отсутствуют.

Перерыв, начавшийся в верхнетуронское время, продолжается в течение нижнего сенона, отложения которого в пределах рассматриваемого планшета отсутствуют, за исключением небольшого участка южнее гор. Шамхора в районе г. Учгюль. Здесь на юго-восточной оконечности г. Учгюль обнажается 150-метровой мощности толща, представленная известковистыми песчаниками, мергелистыми известняками, туфопесчаниками и туфами, которые относятся к коньякскому ярусу, а верхняя часть указанной толщи, возможно, принадлежит сантону.

Таким образом, северная часть Ирмашлинского прогиба затопляется нижнесенонским морем.

Коньяк-сантонское море более широкое распространение имело в предгорной полосе северо-восточных склонов М. Кавказа, западнее исследуемого района (в Таузском р-не), а также восточнее (в Ханларском р-не).

В начале кампанского века по всему предгорью северо-восточных склонов М. Кавказа происходит значительное прогибание, верхнемеловая трансгрессия достигает своего кульминационного пункта, и море затапливает большую площадь, однако Шамхорское поднятие продолжает оставаться сушей.

Отложения кампана, представленные белыми известняками, распространены в северной части планшета, восточнее с. Шиштепе, на г. Агдаг и г. Учгюль, южнее гор. Шамхора и в других пунктах в виде изолированных возвышенностей, однако на значительной площади они размыты трансгрессиями морей в третичное время. В соседнем районе (северо-западнее) известняки кампана согласно залегают на туфогенно-карбонатные отложения коньяк-сантона), что свидетельствует о сохранении там моря с нижнесенонского времени. В кампанское время почти на всей территории северо-восточной части М. Кавказа установился однообразный фациальный режим, где накапливались, в основном, карбонатные породы.

В юго-западной части района, за пределами рассматриваемого планшета (в районе с. Ново-Ивановка), после продолжительного перерыва, наступившего в конце сенома-

на, происходят погружение области и трансгрессия Верхне-сенонского моря. Поэтому мощная карбонатная толща (750—780 м по Р. Н. Абдуллаеву) кампан-маастрихта, слагающая хребет Дарвадаг и представленная грубо- и тонкослоистыми мергелистыми и пелитоморфными известняками, трансгрессивно и с угловым несогласием налегает на туфогенно-осадочные образования сеномана.

Морской режим и аналогичные условия осадконакопления сохраняются здесь вплоть до конца сенона, ибо среди фауны, собранной Р. Н. Абдуллаевым, одна форма *Coraster* cf. *sphaericus* Seunes, по определению А. Л. Цагарели, характеризует верхи маастрихта и датский ярус.

На рубеже кампана и маастрихта имели место слабые складчатые движения, приведшие к поднятию северной области, где происходит кратковременная, но значительная регрессия, быстро сменявшаяся, однако, трансгрессией. Поэтому отложения кампана в северной части г. Агдаг и на г. Учгюль трансгрессивно перекрываются (с базальными конгломератами из кампанских известняков в основании) песчаными известняками маастрихта. Несколько восточнее, в районе г. Еленсутепе отмечается не только трансгрессивное залегание маастрихта, но даже угловое несогласие между ним и более древними слоями сенона, хотя западнее, у ст. Дзегам, так же, как и в юго-западной части района, наблюдается постепенный переход кампанских отложений в маастрихт (Р. Н. Абдуллаев и М. Н. Раджабсв).

Отложения маастрихта на М. Кавказе пользуются не меньшим распространением, чем кампанские, что, возможно, связано с частичным уничтожением последних во время предмаастрихтского перерыва. Однако примесь терригенного материала в маастрихте значительно возрастает, и пелитоморфные известняки уступают место песчаным зернистым известнякам. Эффузивный вулканизм в маастрихте полностью затухает.

К концу маастрихта усиливаются складчатые движения, происходит поднятие всей области и превращение ее в сушу. В датское время Верхнемеловое море окончательно покидает северо-восточную часть М. Кавказа. Датская регрессия, продолжавшаяся и в нижнем палеогене, явилась таким образом, отражением крупных поднятий, значительно изменивших общие геотектонические палеогеографические условия.

В палеогене геологическое развитие страны вступает в новый этап.

Мощный покров четвертичных отложений на Кировабад-Казахской наклонной равнине лишает возможности восста-

новить нормальный ход развития этой области в третичное время, однако некоторые материалы по буровым скважинам, пробуренным в этой полосе в прикладных целях, свидетельствуют о том, что Кировабад-Казахская наклонная равнина в палеогене была занята морем, где происходило накопление и седиментация нормально осадочных отложений.

Вплоть до миоцена вся эта область, продолжавшаяся оставаться сушей, являлась ареной интенсивных денудационных процессов. В нижнемиоценовое время происходит погружение северной части, и эта область затапливается конкским морем, продолжавшим оставаться здесь и в нижне-сарматское время.

Таким образом, значительная часть предгорной полосы, вследствие трансгрессии верхнемиоценового моря, была занята водным покровом, который продолжался и далеко на юг. Об этом свидетельствуют останцы конкских и нижне-сарматских отложений на горах Кабахтепе и Каратадж. Море это было мелководным, что фиксируется прибрежным характером фации.

В плиоцене и четвертичное время происходило общее поднятие всей этой области М. Кавказа.

Глава седьмая

ЭФфуЗИВНЫЕ И ЭФфуЗИВНО-ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Эффузивные образования рассматриваемой области несравненно лучше изучены, чем интрузивные породы, и освещены рядом исследователей; так или иначе своих работах эти породы и осветили К. Н. Паффенгольц [58], И. Н. Ситковский (1934), Ш. А. Азизбекзев [13], Р. Н. Абдуллаев [5, 6], М. Д. Гаврилов, Р. Х. Рафибейли и Н. В. Зайцева (1953), М. Н. Раджабов и Г. Абдуллаев (1953), Р. Н. Абдуллаев и М. Н. Раджабов (1954).

Автором также проведена значительная работа по изучению этих образований.

Ниже дается краткая петрографическая характеристика эффузивно-осадочного комплекса пород по отдельным стратиграфическим подразделениям с использованием данных предыдущих исследователей.

СРЕДНЯЯ ЮРА

Нижняя вулканогенная толща

Эффузивные образования нижней вулканогенной толщи в междуречье Шамхорчая и Дзегамчая пользуются большим развитием и представлены преимущественно основного и среднего состава порфиритами, среди которых небольшое участие принимают пирокластические образования.

По петрографическому составу среди этой толщи выделяются: плагиоклазовые, пироксено-плагиоклазовые, роговообманково-плагиоклазовые, диабазовые, кварцевые и миндалевидные порфириты; сравнительно небольшое развитие среди них имеют пирокластические образования.

Плагиоклазовые порфириты пользуются наибольшим развитием среди пород рассматриваемой толщи.

Породы обычно серого, зеленовато-серого и бурого цвета (более светлоокрашены, чем авгитовые разности), с отчет-

ливо выделяющимися вкрапленниками плагиоклаза. Структура их преимущественно монофировая, а основная масса гналопилитовая, пилотакситовая, реже микролитовая.

Порфиновые выделения представлены таблитчатого и призматического облика кристаллами, чаще полисинтетически sdвойникованными и по составу отвечают от андезина № 38—45 до лабрадора № 50—56; размеры их зерен обычно не превышают 3,0 мм по максимальному измерению. Встречаются также плагиоклазы с зональным строением. Как правило, плагиоклазы в той или иной степени разрушены, серицитизированы, кальцитизированы и эпидотизированы. Наряду с микролитами плагиоклаза, в основной массе принимают участие также хлорит и магнетит (пылевидный), реже кальцит.

Авгито-плагиоклазовые порфиры пользуются значительным развитием. Породы темноокрашенные, структура их полифировая, а основная масса преимущественно пилотакситовая, реже гналопилитовая (рис. 18). Порфиновые выделения представлены плагиоклазом и авгитом. Плагиоклазы представлены таблитчатыми и призматического облика кристаллами, часто полисинтетически sdвойникованными. Обычно более или менее свежие, хотя иногда кальцитизированы и хлоритизированы. Состав плагиоклазов, согласно измерениям по Федоровскому методу, преимущественно отвечает лабрадору № 52—62. Размеры их зерен обычно измеряются 1,5 × 3,0 мм, реже и выше.

Вкрапленники авгита представлены большей частью короткопризматическими кристалликами, слабо окрашены в зеленоватый цвет ($cNg=46-54^\circ$; $Ng-Np=0,024$; $2V=+62$) нередко хлоритизированы и по краям усеяны магнетитом (слабо опацитизированы). Размеры их зерен обычно не превышают 1,0 мм (по максимальному измерению). По сравнению с другими разностями авгитовые порфиры более интенсивно разрушены, хлоритизированы, кальцитизированы и эпидотизированы. Из аксессуарных минераллов в них присутствуют магнетит, немного апатита и пирита.

Роговообманково-плагиоклазовые порфиры встречаются сравнительно не часто характеризуются наличием наряду с плагиоклазом и длиннопризматических кристалликов роговой обманки, обычно довольно интенсивно хлоритизированной вплоть до полного замещения отдельных зерен. Плеохроизм у роговой обманки отчетливый от зеленых по Ng до слабо-зеленых по Np ($cNg=16^\circ$; $Ng-Np=0,022$, $2V=-74$). Основная масса породы чаще гналопилитовая, участками нередко приближается к полно-

кристаллической микролитовой, реже стекловатая и, как правило, слабохлоритизирована и эпидотизирована (рис. 19).

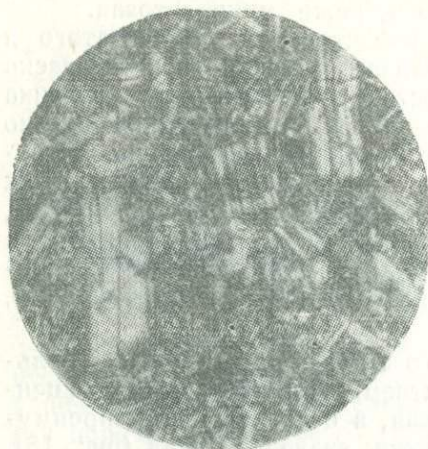


Рис. 18. Авгито-плагиоклазовый порфирит (× 36, николи+).

Диабазы и диабазовые порфиры пользуются довольно значительным развитием среди пород „нижней вулкано-генной толщи“ и представлены темно-зеленого, почти черного цвета, плотного сложения породами. Они преимущественно приурочены к нижней и средней части толщи. Структура их полнокристаллически порфировая. Порфировые выделения плагиоклазом (лабрадор № 52—58) и сильнохлоритизированным авгитом, а основная масса диабазовая и микродиабазовая. Среди беспорядочно расположенных лейстов плагиоклаза зажаты многочисленные мелкие, неправильной формы зерна пироксена, нацело замещенного хлоритом (рис. 20). По основной массе развит также кальцит. Значительным развитием в породе пользуется магнетит в виде мелких неправильных зернышек рассеянный по всей основной массе.

Нередко среди рассматриваемой толщи встречаются диоритовые порфиры. Последние описаны также Р. Н. Абдулаевым среди порфиров северных склонов Мровдагского хребта (1947). Они представляют собой мелко-и среднезернистые породы, преимущественно с порфировыми выделениями плагиоклаза и пироксена. Структура породы полнокристаллически порфировая. Пор-



Рис. 19. Роговообманково-плагиоклазовый порфирит (× 36, николи+).

фировые выделения большей частью представлены таблитчатыми и неправильными зернами плагиоклаза (андезин № 38—44), реже кристалликами авгита неправильной и короткопризматической формы.

Основная масса породы представлена микролитами и лейстами плагиоклаза, между которыми встречаются мелкие изометрические зернышки авгита, магнетита и чешуйки хлорита.

Кварцевые порфириты имеют небольшое развитие среди описываемых пород, в которых наряду с плагиоклазом (кислый андезин) встречаются также вкрапленники кварца, нередко корродированные. Основная масса в них чаще фельзитовая, микролит-

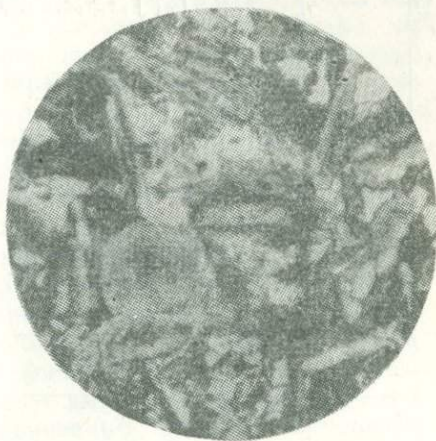


Рис. 20. Диабазовый порфирит ($\times 36$, николи +).

фельзитовая и микролитовая, в которой развиты также вторичные минералы: хлорит, эпидот, кальцит и серицит. Кварцевые порфириты внешне аналогичны описанным выше разностям, отличаются лишь наличием немногочисленных вкрапленников кварца.

Миндалевидные порфириты встречаются изредка с характерной миндалевидной структурой. Миндалины имеют округлые и неправильные формы, чаще выполнены хлоритом; нередко центральные части пустот заполнены хлоритом, а по краям кальцитом. Основная масса породы преимущественно гиалопилитовая и пилотакситовая. Миндалевидные порфириты по сравнению с другими разностями отличаются весьма интенсивной кальцитизацией и хлоритизацией и нередко имеют брекчиевидный облик.

Наконец, в этой толще встречаются и афировые порфириты (ранее отмеченные Ш. А. Азизбековым по Джамгирчаю), состоящие из микролитов, полевого шпата, в промежутках между которыми развиты вторичные минералы — хлорит и кальцит, а также рудный минерал — магнетит. Эти порфириты обычно встречаются в верхней части разреза.

По сравнению с другими ярусами средней юры „нижняя вулканосная толща“ характеризуется небольшим развитием

| Компоненты | № обр. | | | |
|----------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|--------------------------|
| | 8 | 12 | 9 | 7 |
| SiO ₂ | 55,29 | 45,12 | 49,80 | 63,05 |
| TiO ₂ | — | 0,72 | — | 0,28 |
| Al ₂ O ₃ | 20,33 | 20,39 | 17,15 | 17,77 |
| Fe ₂ O ₃ | 6,34 | 3,58 | 4,20 | — |
| FeO | Следы | 9,23 | 7,75 | 2,47 |
| MnO | 0,02 | 0,28 | 0,31 | — |
| MgO | 6,62 | 5,78 | 4,79 | 1,72 |
| CaO | 5,89 | 9,07 | 10,28 | 4,14 |
| Na ₂ O | 2,97 | 1,54 | 2,53 | 3,88 |
| K ₂ O | 1,63 | 1,12 | 0,84 | 1,17 |
| H ₂ O ^{110°} | 0,38 | 0,20 | 0,57 | 0,37 |
| п. п. п. | 0,55 | 4,18 | — | 4,29 |
| P ₂ O ₅ | Следы | — | — | 0,39 |
| SO ₃ | — | — | — | 0,06 |
| CO ₂ | — | — | 1,90 | — |
| Сумма | 100,02 | 100,21 | 100,12 | 99,59 |
| Аналитик | Шмидт | Аргентов | Шахтактинский | Нордштейн |
| Автор | Г. Абих | К. Н. Паффенгольц | Ш. А. Азизбеков | Ш. А. Азизбеков |
| Название породы | Авгито-плагиоклазовые порфириты | Авгито-плагиоклазовые порфириты | Авгито-плагиоклазовые порфириты | Плагиоклазовые порфириты |
| Место взятия | Кедабек | Кедабек | Барсум | Шамхорчай |

пирокластических образований, сосредоточенных преимущественно в верхней части разреза. Среди них встречаются туфы, мелкообломочные туфобрекчии, туфобрекчии и реже туфоконгломераты.

Туфы обычно сильно изменены, хлоритизированы, эпидотизированы и окрашены в различные цвета бурых оттенков. По составу среди них выделяются полимиктовые, состоящие из обломков минералов и пород, и кристаллические туфы, состоящие из обломков различных минералов и продуктов их замещения—плагиоклаза, кварца, пироксена, кальцита, хлорита, эпидота и др.

Мелкообломочные туфобрекчии от туфобрекчий отличаются лишь меньшим размером обломков пород, различимым только под микроскопом.

Туфобрекчии и туфоконгломераты состоят из различной формы и величины обломков пород цемента. Размеры обломков чаще колеблются в пределах 3—25 см, реже и выше. По петрографическому составу обломки представлены всеми описанными выше разностями порфиритов, если не считать их несравненно более интенсивную измененность. Цемент туфобрекчий и туфоконгломератов представлен туфами и туфопесчаниками.

Результаты химического анализа порфиритов из нижней вулканогенной толщи приводятся в табл. 11.

Кварцевые порфиры

В пределах М. Кавказа кварцевые порфиры играют важную роль. Они являются опорным горизонтом для расчленения вулканогенных толщ средней юры и служат рудовмещающими породами ряда серноколчеданных и серно-медноколчеданных месторождений Азербайджана. Кварцевые порфиры Азербайджана петрографически весьма детально исследованы Ш. А. Азизбековым [10], установившим принадлежность их к плагиоклазовым разностям и впервые назвавшим их кварцевыми плагиопорфирами. Действительно, кварцевые порфиры М. Кавказа характеризуются преимущественно незначительным содержанием или отсутствием калиевых полевых шпатов, чем существенно отличаются от типичных кварцевых порфиров.

Кварцевые плагиопорфиры по своему химико-минералогическому составу совершенно тождественны плагиогранитам Атабек-Славянского и Шамхорчайского плагиогранитовых массивов и являют собой классический пример связи эффузивов с интрузивами. Как плагиограниты рассматриваемой полосы, так и их эффузивные аналоги—кварцевые плагио-

порфиры — являются дифференциатами одного магматического очага единой кислой магмы, причем магматическая деятельность, начавшаяся эффузивной фазой — излиянием кварцевых плагиопорфиров в верхнебайосское время, завершилась глубинным вулканизмом, внедрением Атабек-Славянской и Шамхорчайской интрузий в предбатское время (послеверхнебаосское — добатское), что было констатировано нами в 1954 г. [40].

Позднее эти данные были подтверждены также Р. Н. Абдуллаевым [5].

Переходя к краткой характеристике кварцевых плагиопорфиров, следует отметить, что М.-А. Кашкай [34] в толще кварцевых порфиров района Тоганалинского месторождения серного колчедана выделил нормальные кварцевые порфиры, кварцевые альбитофиры и кварцевые кератофиры.

Однако надо признать, что в районе наших исследований преимущественно развиты кварцевые плагиопорфиры;¹ нормальные кварцевые порфиры, хотя и встречаются местами, но имеют спорадический характер, а кварцевые альбитофиры представлены лишь в жильной фации, дайки которых отмечаются исключительно среди покровов кварцевых плагиопорфиров, имея тесную генетическую связь с очагом той же магмы.

Следует отметить, что Р. Н. Абдуллаев в своей работе [5] кроме эффузивных кварцевых порфиров, выделяет также субвулканическую фацию плагиогранит-порфиров, образование которых он связывает со вторым этапом внедрения кислой магмы. Он указывает на развитие их также в полосе Кедабек-Славянка. Такие экструзивные куполы он видит на горах Кызылджа, Чолпан, Шекарбек и в районе с. Славянка.

Необходимо отметить, что в этой полосе на наличие „интрузивных кварцевых порфиров“ в 1953 г. указывали также М. Д. Гаврилов, Р. Н. Рафибейли и Л. В. Зайцева (1953). Однако, как показали наши более детальные исследования, указанные плагиогранит-порфиры являются спутниками Атабек-Славянской плагиогранитовой интрузии и генетически также связаны с завершающей интрузивной деятельностью единой кислой кварц-порфировой магмы.

Исходя из того, что толща кварцевых порфиров петрографически достаточно полно освещена в литературе, мы здесь ограничиваемся лишь краткой характеристикой их.

¹ В других главах за ними условно сохранено название „Кварцевые порфиры“.

В пределах района наших исследований кварцевые порфиры пользуются большим развитием и имеют наибольшую мощность в пределах северо-восточных склонов М. Кавказа.

Породы преимущественно светлоокрашенные и в зависимости от характера и интенсивности гидротермальных изменений, которые они претерпевали, имеют белесоватую, светло-серую, зеленовато-серую, розоватую, буроватую и другие окраски, что обусловлено, в основном, степенью каолинизации, лимонитизации, эпидотизации, серицитизации пород. Структура их большей частью порфировая, что обусловлено отчетливыми выделениями кварца и полевых шпатов среди преимущественно плотной основной массы, хотя встречаются и афировые разности.

Под микроскопом структура их в подавляющем большинстве случаев порфировая, полифировая, реже встречаются монофировые и афировые разности; основная масса пород микрогранитовая, микрогранит-фельзитовая и фельзитовая, хотя в подчиненном количестве попадают также микролит-фельзитовые и сферолитовые разности.

Порфировые выделения представлены преимущественно кварцем и полевыми шпатами, если не считать довольно редко встречающихся и обычно мелких кристалликов цветных компонентов (роговой обманки и биотита).

Из фенокристаллов в количественном отношении наибольшее распространение имеют полевые шпаты, лишь изредка уступающие кварцу. Фенокристаллы полевых шпатов за редким исключением представлены плагиоклазом, имеют таблитчатые, призматические, реже неправильные формы, часто образуют полисинтетические и простые двойники. Согласно измерениям по Федоровскому методу, по составу преимущественно отвечают андезину № 32—40, хотя изредка встречаются разности, в которых плагиоклазы представлены более кислыми членами: олигоклазом (№ 20—28) и альбитом (№ 6—8). Как правило, они в той или иной степени разрушены, пелитизированы, серицитизированы, кальцитизированы, хлоритизированы и эпидотизированы. Следует отметить, что по сравнению с соседними районами (Човдар и др.) в кварцевых плагиопорфирах исследованного района фенокристаллы плагиоклазов являются более свежими, хотя не составляют исключения случаи полной псевдоморфозы их некоторыми из вторичных минералов, перечисленных выше. Размеры их, как правило, не превышают 3,0 мм по максимальному измерению.

Из вкрапленников почти постоянно и в значительном количестве присутствует кварц. Форма их различная, преи-

мущественно неправильная, изометрическая. Нередко они имеют извилистые, корродированные основной массой контуры, хотя часто встречаются и идиоморфные, пирамидального, реже дипирамидального облика кристаллы.

Г. Г. Леммлейн, детально изучавший кварц во всевозможных условиях кристаллизации, считает, что извилисто неправильные очертания являются весьма характерными для скелетных форм роста вкрапленников кварца в кварцевых порфирах [47].

Следует признать совершенно справедливыми утверждения Ш. А. Азизбекова [10] о том, что широко распространенные в кварцевых порфирах явления коррозии фенокристаллов говорят о резком изменении условий кристаллизации, при которой уже выделившиеся вкрапленники кварца и полевого шпата стали соединениями, неустойчивыми при новых условиях, начав расплавляться в еще незастывшей магме. Последнее в меньшей мере относится к плагиоклазу, для которого коррозия мало характерна. Нередко фенокристаллы кварца содержат мелкие включения акцессорных минералов—магнетита, апатита, рутила и др.

Иногда фенокристаллы обнаруживают явления катаклаза и нередко трещиноваты с заполнением последних либо основной массой, либо продуктами новообразований (кальцит, хлорит, эпидот, вторичный кварцит, лимонит, серицит и др.). Размеры их обычно не превышают 3,0 мм по максимальному измерению, хотя в „интрузивных разностях“ (плагиогранит-порфирах.—Г. К.) обычно достигают 10 мм и более.

В количественном отношении фенокристаллы кварца обычно уступают таковым полевых шпатов и обратное соотношение их встречается реже.

Кроме плагиоклазов в кварцевых плагиопорфирах, особенно в разностях, приближающихся к нормальным кварцевым порфирам, встречаются также фенокристаллы ортоклаза, количественно за редкими исключениями уступающие плагиоклазу. Представлены обычно мелкими неправильными, таблитчатыми зернами. Большей частью пелитизированы, поэтому преимущественно помутнены. Нередко имеет место хлоритизация и эпидотизация отдельных зерен. Интерференционная окраска их низкая—серая; во всех направлениях показатели преломления меньше канадского бальзама. По Ш. А. Азизбекову [10]: $N_g=1,526$; $N_m=1,524$; $N_p=1,518$; $N_g-N_p=0,008$. Наши неоднократные измерения двупреломления их также дали сходные результаты ($N_g-N_p=0,007-0,008$).

Измерения по Федоровскому методу также подтвердили принадлежность их к ортоклазу. Размеры зерен обычно не превышают 1,2—1,5 мм по максимальному измерению.

Кварцевые плагиопорфиры, как правило, являются лейкократовыми, большей частью лишены цветных компонентов и спорадически содержат редкие и мелкие зерна роговой обманки и биотита.

Роговая обманка присутствует в виде единичных неправильных, призматических, длиннопризматических зерен с изъеденными гранями и характерной совершенной спайностью. Окрашены обычно в зеленый цвет и плеохроируют от зеленого, светло-зеленого по Ng до почти бесцветного по Np ($cNg = 15-18^\circ$; $Ng-Np = 0,020$; $2V = -76^\circ$). Обычно в той или иной степени замещены вторичными минералами: хлоритом, эпидотом, отчасти и кальцитом, нередко усеяны точечными зернышками магнетита.

Еще меньшим распространением в описываемых породах пользуется биотит в виде редких, единичных листочков и табличек, рассеянных в основной массе. Обладает характерным отчетливым плеохроизмом от коричневых, темно-коричневых по Ng до слабо-коричневых, желтовато-коричневых по Np ($cNg = 0$; $Ng - Np = 0,036$; $2V = 0^\circ$).

В районе с. Славянка (г. Косагов-бугор) в грейзенированных кварцевых порфирах, обычно превращенных во вторичные кварциты, наряду с турмалином, имеет развитие также биотит, реже мусковит, как более позднее образование.

Из рудных минералов в кварцевых порфирах присутствуют магнетит и пирит.

Магнетит в виде мелких, неправильной формы зернышек обычно рассеян по основной массе породы и по цветным компонентам.

Распределение пирита более неравномерное и в некоторых разностях (в районе серноколчеданных месторождений) достигает широкого развития. Наряду с неправильной формой зерен, он присутствует нередко в виде правильных кристаллов—куба, пентагон-додекаэдра. Встречается также в виде мелких линзочек и прожилок. По пириту часто развит лимонит, реже (участками) и гематит.

Благодаря лимонитизации пирита, породы нередко окрашиваются в бурые цвета с различными оттенками.

Из аксессуарных минералов отмечаются апатит, циркон и рутил, носящие, однако, ограниченный характер.

Переходя к характеристике основной массы кварцевых плагиопорфиров, следует отметить, что микрогранитовая масса их состоит из неправильной формы изометрических

зерен кварцево-полевошпатовых агрегатов (рис. 21). Как и крапленники, основная масса также изменена, пелитизирована, серитизирована, хлоритизирована, участками эпидотизирована, кальцитизирована и лимонитизирована. Размеры зерен основной массы преимущественно измеряются сотыми долями миллиметра и, как правило, не превышают 0,2 мм. О наличии в основной массе калиевого полевого шпата обычно удается судить лишь по низкому преломлению полевошпатовой массы, так как различать его весьма затруднительно из-за маскированности вторичными образованиями.

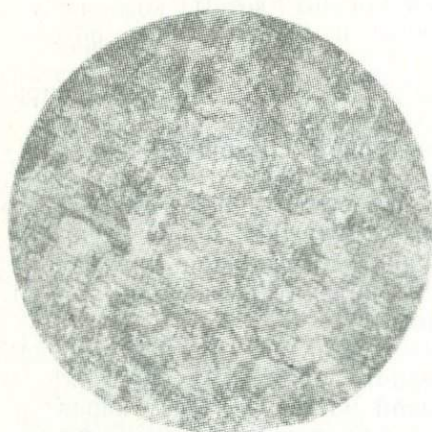


Рис. 21. Кварцевый порфир с микрогранитовой основной массой (× 36, николи +).

Фельзитизация и микросфельзитовая основные массы состоят из плохо поляризующихся точечных зернышек кварцево-полевошпатовой основной массы (рис. 22). Сферолитовая характерна для кварцевых альбитофиров и состоит из круглых образований с радиально-лучистым строением и по составу представлена полевым шпатом (чаще альбитом).

Довольно редко встречаются разновидности с микрогранофировой или микрогранит-микрогранофировой основной массой, образованной тонким проращением кварца с полевым шпатом (рис. 23).

Редко встречаются также микролитовая и микролитфельзитовая основная масса, образованная из микролитов кислого плагиоклаза и мелких зерен кварца.



Рис. 22. Кварцевый порфир с фельзитовой основной массой (× 36, николи +).

В толще кварцевых плагипорфиров развиты также их туфы, мелкообломочные туфобрекчии и туфоконгломераты. По минералогическому составу они сходны с кварцевыми плагипорфирами; структура порфирокластическая; состоят они из различных размеров и форм кристаллов и угловатых обломков кварца, полевого шпата и сильноразложившегося вулканического стекла. Цемент их представлен вторичным кварцем, кальцитом, хлоритом, лимонитом, эпидотом и сильно измененным туфовым материалом.

По сравнению с кварцевыми плагипорфирами, их туфы и туфобрекчии несравненно более интенсивно разложены и эпидотизированы.

Следует отметить, что кварцевые плагипорфиры под влиянием гидротермального метаморфизма зачастую довольно интенсивно окварцованы, каолинизированы, лимонитизированы, хлоритизированы, серицитизированы, эпидотизированы, кальцитизированы и превращены в различные вторичные кварциты.

В силу большой твердости и сопротивляемости их разрушительным действиям различных атмосферных агентов, они резко выступают среди окружающих пород, образуя издали бросающиеся в глаза различные причудливые, иглоподобные формы выветривания рельефа. Местами они образуют также прекрасно выраженную столбчатую отдельность.

Для характеристики кварцевых плагипорфиров в табл. 12 приводятся результаты химических анализов.

Верхняя вулканогенная толща

Породы „верхней вулканогенной толщи“ в исследованном районе пользуются довольно значительным распространением, особенно в южной части.

В противоположность „нижней вулканогенной толщи“ породы рассматриваемой толщи отличаются широким развитием пирокластолитов, чередующихся с порфиритовыми

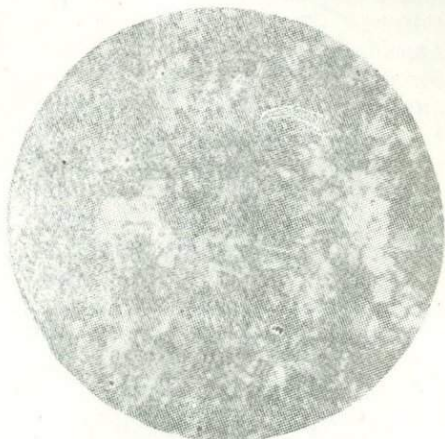


Рис. 23. Кварцевый порфир с микрогранулированной основной массой (× 36, николи +).

| № обр. | 17 | 21 |
|---------------------------------|--------------------------------|------------------------|
| Компоненты | | |
| SiO ₂ | 72,50 | 69,51 |
| TiO ₂ | 0,08 | 0,27 |
| Al ₂ O ₃ | 14,53 | 11,91 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,04 | 1,46 |
| FeO | 1,32 | 2,08 |
| MnO | 0,21 | Следы |
| MgO | 1,12 | 0,88 |
| CaO | 1,66 | 3,80 |
| Na ₂ O | 3,87 | 2,14 |
| K ₂ O | 1,46 | 1,74 |
| H ₂ O ¹¹⁰ | 0,30 | 0,72 |
| п. п. п. | 1,03 | 3,37 |
| P ₂ O ₅ | — | 0,29 |
| CO ₂ | — | 0,32 |
| SO ₃ | — | 1,50 |
| Сумма | 100,12 | 99,99 |
| Аналитик | Аргентов | Нордштейн |
| Автор | К. Н. Паффенгольц | Ш. А. Азизбеков |
| Название породы | Кварцево-плагиоклазовый порфир | Кварцевый плагиопорфир |
| Место взятия | Кедабек | Шамхорчай |

покровами. Кроме того, сами порфириты по своему петрографическому составу пользуются значительно большим разнообразием. Наибольшим развитием среди покровных разностей характеризуются плагиоклазовые и авгитовые разности; несколько меньше распространены роговообманковые, роговообманково-пироксеновые, кварцевые, диабазовые и диоритовые порфириты. Местами (значительно реже) встречаются также биотитовые, мандельштейновые и афировые разности.

Плагиоклазовые порфириты представляют собой серого, зеленовато-серого, темно-серого цвета породы с отчетливыми вкрапленниками плагиоклаза, редко выделяющимися среди плотной основной массы породы.

Структура их монофировая, преимущественно олигофировая, а основная масса чаще пилотакситовая, гиалопилитовая, реже микролитовая и микролит-фельзитовая. Порфи́ровые выделения представлены плагиоклазом, имеющим призматический и таблитчатый облик кристаллов, размеры которых обычно не превышают 2,5—3,0 мм по максимальному измерению. Часто образуют простые и полисинтетические двойники, реже обнаруживают и зональное строение, причем центральная часть их сложена андезином № 46—48, а периферия—андезином № 36, согласно измерению по Федоровскому методу плагиоклазы представлены андезином № 40—44. Нередко плагиоклазы в той или иной степени разрушены: серицитизированы, хлоритизированы, реже эпидотизированы и кальцитизированы.

Основная масса породы состоит из микролитов плагиоклаза и девитрифицированного стекла и нередко обнаруживает флюидальное строение. Она также в той или иной степени изменена и замещена серицитом, хлоритом, эпидотом, кальцитом и лимонитом. Из акцессорных минералов постоянно присутствует магнетит, обычно в виде мелких неправильных зерен, реже—апатит и пирит.

Авгитовые порфи́риты по своему распространению уступают плагиоклазовым и преимущественно занимают нижние горизонты толщи. Обычно более темно окрашены, нередко почти черные. От плагиоклазовых порфиритов отличаются тем, что в них наряду с плагиоклазами присутствуют также вкрапленники авгита. Поэтому структура их полифировая, преимущественно олигофировая, реже плезифировая, а основная масса пилотакситовая, гиалопилитовая, реже витрофировая.

В авгитовых порфи́ритах вкрапленники плагиоклаза основные и по составу отвечают лабрадору № 50—58, хотя встречается и андезин № 42—48.

Авгит обычно представлен в виде мелких неправильных зерен, реже короткопризматическими кристаллами, представляющими собой комбинацию призмы третьего рода с тремя пинакоидами: {100}, {101} и {001}. Изредка встречаются и в виде мелких квадратных и восьмиугольных сечений с характерной пироксеновой спайностью. Обычно окрашен в слабо-зеленоватый цвет ($cNg = 42 - 52^\circ$; $Ng - Np = 0,022 - 0,024$, $2V = +60^\circ$).

По авгиту чаще развиты вторичные минералы: пирит, эпидот, реже кальцит. Наряду с авгитом, иногда встречаются также редкие зерна диопсида.

Размеры зерен авгита обычно не превышают 1,0 мм по максимальному измерению.

Кварцевые порфириты не имеют широкого площадного распространения, но встречаются довольно часто, иногда в виде достаточно мощных покровов, прослеживаемых на значительном расстоянии, или пластовых залежей мощностью в несколько метров. Местами их сопровождают туфы и туфобрекчии кварцевых порфиров (на г. Масхит). Они были описаны Ш. А. Азизбековым по Шамхорчаю [11] и М. Д. Гавриловым (1953). Ввиду большого сходства в петрографическом составе с ранее описанными (в нижней вулканогенной толще), подробная характеристика не приводится. Структура их полифировая, олигофировая, а основная масса микролитовая, пилотакситовая, реже гиалопилитовая и фельзитовая. Вкрапленники преимущественно представлены плагиоклазом и кварцем, наряду с которыми иногда присутствует и роговая обманка.

Плагиоклаз представлен таблитчатой, призматической и неправильной формы зернами, размеры которых колеблются в широких пределах—от мелких до сравнительно крупных. Нередко образуют двойники как простые, так и полисинтетические, чаще по альбитовому закону.

Состав их отвечает андезину № 33—44. Нередко интенсивно разрушены, участками серицитизированы, эпидотизированы и хлоритизированы.

Кварц во вкрапленниках присутствует в незначительном количестве, в противоположность основной массе, в которой он нередко имеет широкое развитие. Как правило, совершенно прозрачны и лишь содержат включения единичных мелких призмочек апатита.

Акцессорные минералы представлены магнетитом, равномерно распределенным в виде мелких зерен в основной массе породы, единичными зернами пирита, а также апатитом, встречающимся в виде мелких призмочек (с высоким рельефом) как в основной массе, так и плагиоклазах.

Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом и серицитом.

Диоритовые порфириты широкого площадного развития не имеют, встречаются спорадически, часто окрашены в серый, темно-серый цвет, нередко с зелеными и бурными оттенками, мелко- и среднезернисты. Структура их полнокристаллическая, порфировая, полифировая (чаще олигофировая, реже плезифировая), а основная масса—микролитовая.

Вкрапленники представлены плагиоклазом, наряду с которым нередко присутствует роговая обманка, изредка и авгит. Плагиоклаз является преобладающим минералом в породе и обычно представлен таблитчатыми, призматическими и

неправильными зернами, нередко измененными (каолинизированы, хлоритизированы и в меньшей степени кальцитизированы).

Роговая обманка присутствует в виде призматических зерен, иногда сильно раздробленных, нередко интенсивно хлоритизирована (клинохлор) и кальцитизирована. Из рудных минералов почти постоянно присутствует магнетит.

Вторичные минералы представлены хлоритом, кальцитом и каолинитом, из коих первые два образуются большей частью за счет роговых обманок и в меньшей степени — за счет плагиоклазов. Микролитовая основная масса состоит из различно ориентированных микролитов и лейстов плагиоклаза, единичных мелких призмочек роговой обманки и точечных зерен магнетита.

Диабазы и диабазовые порфириды пользуются значительным развитием в южной части района, нередко постепенными переходами связаны с авгитовыми разностями, причем диабазы по распространению носят подчиненный характер.

Диабазовые порфириды обычно окрашены в черный цвет с темно-зеленоватым оттенком и характеризуются порфировой структурой с вкрапленниками плагиоклаза, авгита и магнетита. Основная масса их диабазовая или микродиабазовая. Вкрапленники плагиоклаза по составу преимущественно отвечают лабрадору № 50—58.

Авгит образует короткопризматические и неправильной формы кристаллы, обычно почти целиком замещенные хлоритом, нередко с сохранением реликтовой структуры. Основная масса состоит из микролитов и лейстов плагиоклаза (от андезина № 46 до лабрадора № 52), промежутки между которыми заполняют авгит (замещенный хлоритом) и магнетит.

Диабазы отличаются отсутствием вкрапленников и преимущественно микродиабазовой основной массой, сохраняя во всем остальном полную аналогию с диабазовыми порфиридами.

Мандельштейновые порфириды встречаются спорадически и являются структурными разновидностями охарактеризованных выше разностей порфиридов.

Миндалины имеют округлые и овальные формы, размеры которых обычно не превышают 5—6 мм (рис. 24).

В составе миндалины — хлорит, кальцит, халцедон, цеолиты, вторичный кварц и эпидот; пустоты заполняют один или несколько (2—3) минералов, причем в последнем случае миндалины приобретают зональное строение.

Афиновые порфиры сохраняют аналогию с описанными выше разновидностями, отличаясь отсутствием порфировых выделений, а основная масса их преимущественно микролитовая, обычно с хорошо выраженной флюидалной ориентированностью в одном направлении.

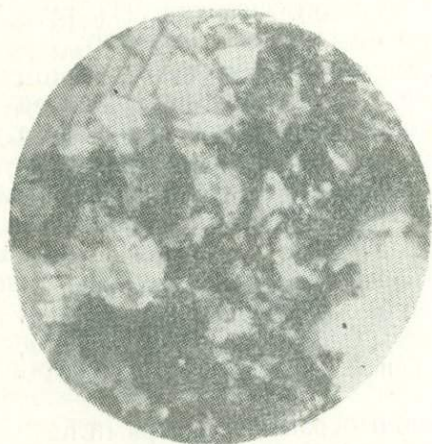


Рис. 24. Мандельштейновый порфир
($\times 36$, николи +).

Кристаллические туфы характеризуются кристаллической структурой и состоят, в основном, из обломков различных минералов: плагиоклаза, кварца, цветных компонентов и магнетита. Цемент обычно представлен агрегатом хлорита, эпидота, кальцита и бурой раскристаллизованной массой вулканического стекла.

Пепловые туфы — породы плотного сложения, преимущественно состоящие из сильно разложенного пеплового материала, служащего цементом для мелких обломков различных минералов, главным образом, плагиоклаза, девитрифицированного стекла и рудного минерала. Размеры обломков обычно не превышают 1,0 мм.

Туфопесчаники представляют собой серого, зеленовато-серого (различных оттенков) цвета породы тонко- и мелкозернистого сложения. Под микроскопом имеют алевропсаммитовую кластическую структуру. Состоят преимущественно из угловатых полуокатанных зерен кварца, призматического облика зерен плагиоклаза и лимонитизированной массы. Из вторичных минералов встречаются хлорит, эпидот и кальцит. Цемент базальный, местами смешанный. Состоит из хлорито-туфового материала, местами кальцитизирован.

Пирокластические образования в этой толще, как указывалось выше, имеют весьма широкое развитие и представлены различными туфами, туфопесчаниками, мелкообломочными туфобрекчиями, туфобрекчиями и туфоконгломератами.

Туфы представлены рядом разновидностей и по составу отвечают соответствующим порфирирам. Обычно сильно изменены, хлоритизированы, эпидотизированы, окрашены в темно-зеленые, бурые и серые цвета.

Стекловатый туф описан М. Д. Гавриловым (1953). Он обнажается у дороги из Дюзюрта в Дея-Карабулаг, в 2 км от последнего. Макроскопически представляет собой блестящую смолянисто-черную породу, состоящую из мелких обломков пород. Под микроскопом порода состоит из зеленовато-бурого стекла, в которое погружены отдельные призматического облика кристаллы плагиоклаза и авгита. Плагиоклаз sdвойникованный, свежий, но сильно катаклазирован. Стекловатая масса также носит ясные следы катаклаза, в результате которого она приобрела параллельно сланцеватую, местами спутанно-изогнутую сланцеватую текстуру. Стекло местами хлоритизировано и ожелезнено. Из рудных минералов встречается магнетит.

Таблица 13

| № обр. | 26 | 33 | 34 | 35 |
|--------------------------------|-------------------------|-------------------------|---------------------|-------------------|
| Компоненты | | | | |
| SiO ₂ | 63,30 | 54,27 | 52,87 | 50,49 |
| TiO ₂ | 0,61 | 0,43 | — | 0,75 |
| Al ₂ O ₃ | 12,43 | 17,13 | 16,46 | 15,84 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,81 | 1,23 | 8,90 | 8,75 |
| FeO | 3,88 | 6,90 | 4,26 | 0,22 |
| MnO | 0,11 | Следы | 0,11 | — |
| MgO | 0,80 | 2,36 | 2,38 | 5,80 |
| CaO | 5,34 | 4,64 | 10,39 | 7,07 |
| Na ₂ O | 1,28 | 5,06 | 1,32 | 4,03 |
| K ₂ O | 2,24 | 0,41 | 0,26 | 0,74 |
| H ₂ O _{нп} | 0,49 | 0,31 | 1,13 | — |
| п. п. п. | 2,79 | 6,78 | 2,12 | 5,61 |
| P ₂ O ₅ | — | 0,35 | — | — |
| SO ₅ | — | 0,34 | — | — |
| CO ₂ | 4,03 | — | — | — |
| Сумма | 100,11 | 100,21 | 100,20 | 99,30 |
| Аналитик | Френкель | Нордштейн | Макарова | |
| Автор | К. Н. Пафенгольц | Ш. А. Азизбеков | | |
| Название породы | Плагиоклазовый порфирит | Плагиоклазовый порфирит | Диабазовый порфирит | Афировый порфирит |
| Место взятия | Кедабек | Шамхорчай | | |

Значительным развитием в рассматриваемой толще пользуются также туфобрекчин и туфоконгломераты. Ввиду большого сходства их с таковыми „нижней вулканогенной толщи“, охарактеризованными выше, описание этих обломочных пород не приводится.

В заключение следует отметить, что отложения средней юры, по петрографическому составу представленные многими разностями, нередко резко отличимы между собой по химическому составу.

Для характеристики пород верхней вулканогенной толщи в табл. 13 приводятся результаты химических анализов.

ВЕРХНЯЯ ЮРА

Отложения верхней юры рассматриваемой полосы петрографически наиболее полно освещены Р. Н. Абдуллаевым (1947), Р. Н. Абдуллаевым и М. Н. Раджабовым (1954), по материалам которых, в основном, дается краткая характеристика пород.

Келловей-оксфорд

Эти отложения выражены, в основном, в пирокластической фации, развиты как в северной, так и южной частях района и представлены различными туфопесчаниками, туфоалевролитами, алевро-туффитами, витрокластическими и кристаллокластическими микрофельзитовыми туфами, порфиристыми брекчиями, плагиоклазовыми порфиритами и, в меньшей степени, нормально осадочными полимиктовыми песчаниками и аржиллитами.

* Туфопесчаники—породы серого, зеленовато-серого, лиловато-бурого цвета, нередко имеют плитчатую отдельность и включают обугленные растительные остатки. Структура их литокристаллокластическая, реже кристаллокластическая, псаммитовая. Терригенный материал, в основном, представлен полуугловатой, угловатой и неправильной формы зернами плагиоклаза, кварца, реже авгита и магнетита, а также полуокатанными и окатанными обломками органогенных известняков, различных порфиритов и вулканического стекла. Цемент по типу базальный, контактовый и смешанный, представлен сильно измененным хлоритизированным туфовым материалом. Порода в целом сильно изменена—хлоритизирована, кальцитизирована и окрашена водными окислами железа.

Среднезернистый полимиктовый песчаник сложен из полуугловатых и полуокатанных зерен плагио-

клаза, кварца, слюды и глауконита, цементированных кремне-железистым цементом. Тип цемента контактовый. Встречаются более крупные зерна магнетита, обычно замещенные гидроокислами железа. Последние входят в состав цемента и тонкой корочкой покрывают обломки других минералов.

Крупнозернистый полимиктовый песчаник состоит из более или менее окатанных зерен полевого шпата, обломков порфириновых пород, редко кварца и слюды. Величина обломков иногда достигает 1 мм. Цементом служит известково-кремнистый материал. Обломки пород и минералов количественно преобладают над цементом.

Мелкозернистый известково-кварцевый песчаник. Структура кластическая, текстура сланцевая, терригенный материал представлен обломками угловатых и полуокатанных зерен кварца, плагиоклаза и магнетита. Наблюдаются единичные зерна циркона и обломки микрофельзитового туфа. Обломки кварца по количеству преобладают над всеми остальными компонентами и являются более или менее отсортированными. Цемент базального типа, известковый. Терригенный материал несколько преобладает над цементом.

Известково-кремнистый полимиктовый туфопесчаник имеет литокластическую структуру. Терригенный материал представлен обломками полуугловатых, полуокатанных зерен плагиоклаза, кварца, рудного минерала, а также обломками преимущественно микролитового порфирита, цементированных известковисто-кремнистой массой. Цемент—типа заполнения пор, причем количественно немного уступает терригенному материалу.

Туфоалевролиты представлены тонкозернистыми, почти плотными породами, имеют преимущественно буроватый, лиловатый и зеленовато-серый цвет. Структура их туфоалевролитовая. Порода, в основном, состоит из многочисленных алевритовых частиц плагиоклаза, кварца, кальция и тончайших зернышек магнетита, погруженных в тонкодисперсную пелитовую или микрофельзитовую массу. Участками встречаются также обломки сильноожеженных порфиритов. Породы преимущественно сильнохлоритизированы и окрашены гидроокислами железа.

Алевротуффиты имеют алевротуфовую структуру и в отличие от туфоалевролитов характеризуются тем, что в их тонкодисперсной туфовой массе алевритовые частицы терригенного компонента присутствуют в виде примеси.

Витрокластические ожелезненные туфы представляют собой бурого цвета тонкозернистые породы, в которых многочисленные мелкие и крупные угловатые обломки, преимущественно кальцитизированного плагиоклаза, реже кварца, сцементированы сильноожеженным туфовым материалом, количественно преобладающим над терригенными компонентами.

Кристаллические микрофельзитовые туфы представляют собой светло-зеленоватого цвета, плотные тонкослоистые породы с кристаллокластической и микрофельзитовой структурой. В микрофельзитовую туфовую массу породы погружены различной формы и величины корродированные зерна кварца, плагиоклаза, реже пироксена. Порода в целом сильно изменена, хлоритизирована и кальцитизирована.

Мелкообломочные порфириновые брекчии — породы лилового цвета, состоящие из мелких обломков минералов и пород. Структура их кристаллолитокластическая, псефитовая. Различной формы и размеров обломки кварца, порфиритов, известняков и туфов сцементированы гидрокислом железа, участками — кальцитом.

Плагиоклазовые порфириты имеют порфиновую структуру, преимущественно с пилотакситовой основной массой.

Лузитан

Лузитан (как это принято считать на М. Кавказе, верхи оксфорда и низы кимериджа) развит в южной части района и выражен в карбонатной фации, представленной известняками, среди которых выделен ряд разновидностей, отличающихся между собой, главным образом, по структурным признакам. Краткая характеристика их приводится ниже.

Тонкозернистый известняк сложен, главным образом, из тонких, реже более или менее крупных, зерен кальцита. Нередко содержит пустоты, заполненные вторичным кальцитом.

Мелкозернистый известняк имеет кристаллически зернистую структуру, состоит из агрегата мелких, неправильных угловатых зерен кальцита, между которыми присутствуют также мелкие неправильной формы зерна кварца. Иногда породу пронизывают тонкие прожилки кварца.

Разнозернистый кремнистый известняк сложен из разнозернистого агрегата кальцита и неправильной

формы зерен кварца и хальцедона. Количественно зерна кальцита преобладают над кварцем и халцедоном вместе взятых. Форма крупных зерен кальцита неправильная с зубренными краями. Мелкие зерна обычно неправильно округлые или многоугольные.

Кристаллический известняк. Структура-кристаллически зернистая. Порода сложена из неправильной или изометрической формы кристаллов кальцита, в большинстве случаев представленных полисинтетическими двойниками.

Кимеридж

Отложения кимериджа, в основном, развиты в северной части района и отличаются большой пестротой своего петрографического состава. Здесь развиты преимущественно различные порфириды, туфы, туфобрекчии, туфолесчаники, туфоалевролиты и алевротуффиты.

Среди порфиритов описаны пироксено-плагиоклазовые, роговообманково-плагиоклазовые, диабазовые и другие разновидности.

Пироксено-плагиоклазовые порфириды представлены породами серого, зеленсвато-серого, лилового цвета, порфиристого сложения. Структура их полифировая, а основная масса пилотакситовая, гялоцилитовая, нередко микролит-гялоцилитовая и микролитовая. Вкрапленники представлены плагиоклазом и пироксеном, причем последние, как правило, замещены хлоритом, реже кальцитом (участками), иногда с сохранением реликтовой структуры. Основная масса порфирита, в зависимости от характера, формы и количества микролитов плагиоклаза и взаимоотношения их с вулканическим стеклом, имеет ту или иную из вышеперечисленных структур, на более детальном описании которых мы не останавливаемся.

Во всех случаях основная масса пород также сильно разрушена, хлоритизирована, ожелезнена, чем и обусловлен их лиловый цвет.

Роговообманково-плагиоклазовые порфириды, в основном, аналогичны пироксено-плагиоклазовым разновидностям (если опустить детали), с той лишь разницей, что вместо вкрапленников пироксена в них присутствует роговая обманка. Поэтому более подробная характеристика их не приводится.

Брекчиевидные роговообманковые порфириды отличаются лишь тем, что в основной массе содержат также обломки ожелезненных порфиритов.

Диабазовые порфириды пользуются небольшим распространением. Структура, их полнокристаллически порфировая, основная масса диабазовая и микродиабазовая. Вкрапленники представлены плагиоклазом и нацело уралитизированным пироксеном. В основной массе цветной компонент представлен также уралитом.

Диабазы отличаются лишь отсутствием вкрапленников и микродиабазовой основной массой.

Среди порфиритов встречаются также брекчиевидные разности, характеризующиеся брекчиевидной структурой и более интенсивной разрушенностью: эпидотизацией и кальцитизацией.

Порфириновые туфы макроскопически тонкозернистые, серые, белесовато-серые, нередко порфирированные с мелкими обломками пород. Структура их литокристаллокластическая и состоит из различных размеров и формы обломков разложенных порфиритов, сцементированных туфовым материалом, вторичным кварцем и кальцитом. Обломки пород обычно сильно эпидотизированы, ожелезнены и кальцитизированы, вследствие чего нередко приближаются к эпидотизированным и кальцитизированным туфам.

Мелкообломочные туфобрекчии—серого, темно-серого цвета с включениями других пород. Структура их кристаллолитокластическая. Порода, в основном, состоит из фельзитовой туфовой массы, включающей сильно измененные обломки различных порфиритов и менее разложенных вкрапленников и обломков плагиоклаза и бурого вулканического стекла. Как правило, обломки пород иногда сильно хлоритизированы, а в известковых разновидностях кальцитизированы.

Полимиктовые туфопесчаники—серого, зеленовато-серого, лилового цвета тонкозернистые породы, иногда вскипающие от действия HCl. Структура их литокристаллокластическая, кристаллолитокластическая и кристаллокластическая, псаммитовая. Терригенный компонент породы представлен окатанным или полуокатанными зернами кварца, разложенного плагиоклаза, а также обломков различных пород, обычно ожелезненных и хлоритизированных, сцементированных хлоритизированным, реже кальцитизированным и эпидотизированным туфовым материалом. По характеру вторичных новообразований среди них выделяются известковистые, ожелезненные и эпидотизированные разности полимиктовых туфопесчаников.

Туфоалевролиты—макроскопически плотного сложения породы светло-коричневого или лилового цвета. Струк-

тура их туфоалевролитовая. Терригенный компонент представлен алевролитовыми полуугловатыми зернами кварца, плагиоклаза и кальцита, сцементированными буроватым стекловатым материалом.

Алевротуффиты представляют собой зеленовато-серого цвета породы плотного сложения. Структура их алевротуфовая. Порода состоит из алевролитовых частиц кварца, плагиоклаза и кальцита погруженных в буроватую стекловато-туфовую массу. В породе встречаются также более крупные обломки пород. Как правило, туфовый материал по объему преобладает над алевритовыми частицами.

В заключение следует отметить, что, как это видно из приведенной краткой характеристики, отложения верхней юры характеризуются большой пестротой своего петрографического состава.

Мел

Отложения мела, сосредоточенные в пределах исследованного района в предгорной полосе, наиболее полно освещены Р. Н. Абдуллаевым и М. Н. Раджабовым (1954). Краткая характеристика этих образований дается, в основном, по их материалам.

Альб

Альбские отложения, обнажающиеся в районе с. Калакенд и имеющие весьма ограниченное развитие, представлены не отсортированными, груботерригенными образованиями с прослоями глинистых песчаников, переслаивающихся туфопесчаниками и мелкообломочными туфоконгломератами. Ввиду весьма ограниченного развития этих отложений на более детальном петрографическом описании их не останавливаемся.

Сеноман

Отложения сеномана, выраженные в пирокластической и нормально осадочной фациях, представлены полимиктовыми туфопесчаниками, кристалловитрокластическими и литокристаллокластическими туфами, алевротуффитами, органогенными и органогенно-обломочными известняками.

Полимиктовые туфопесчаники светло-серого, желтовато-серого цвета тонкозернистые и мелкозернистые породы. Структура их литокристаллокластическая, псаммитовая. Представлены они многочисленными мелкими обломками кварца, плагиоклаза и обломками сильноразложившихся

ожелезненных, кальцитизированных и хлоритизированных порфиринов, цементированных хлоритовым и известковым материалом. Встречаются довольно сильно обогащенные кальцитом разности, приближающиеся к нормально осадочным породам (такие разности реагируют с HCl).

Кристаллолитрокластические туфы имеют преимущественно светло-зеленоватый цвет. Структура их кристаллолитрокластическая. Порода, в основном, состоит из буроватого вулканического стекла в виде остроугольных образований, плохо реагирующих на поляризованный цвет и довольно редких полууголоватых зерен плагиоклаза. Нередко в породе наблюдаются мелкие, округлой формы миндалины, преимущественно из гидроокислов железа.

Литокристаллокластические туфы—пепельно-серого-цвета породы, отличающиеся от кристаллолитрокластических туфов своей тонкозернистостью. Структура их литокристаллокластическая. Порода состоит из многочисленных угловатой и полууголоватой формы обломков плагиоклаза, реже пироксенов, а также обломков разложившихся порфиринов, цементированных стекловатым туфовым материалом.

Алевриты—коричневатые и буроватые плотного сложения породы с алевритовой структурой. Представлены они алевритовыми частицами плагиоклаза и реже кварца, погруженными в ожелезненный туфовый материал. В породе присутствует также некоторое количество псаммитовых частиц терригенного материала.

Известковые туфоалевриты отличаются от алевритов большим содержанием алевритовых частиц и обогащенностью туфовой массы кальцитом.

Органогенные известняки—светло-серого, серого цвета мелкозернистые породы с органогенной структурой и состоят из многочисленных раковин микроорганизмов округлой формы выполненных кальцитом и бурого цвета изотропным кремнеземом. В породе встречаются также зерна кварца, магнетита, а также листочки биотита.

Органогенно-обломочные известняки, наряду с раковинами микроорганизмов, содержат также обломки как микроорганизмов, так и эффузивных пород; цементированы известковым материалом, имея органогенно-обломочную структуру.

Нижний турон

Отложения нижнего турона, представленные, главным образом, эффузивными образованиями, пользуются незначительным развитием и состоят из пироксено-плагиоклазовых,

роговообманково-плагиоклазовых, плагиоклазовых порфиритов, долеритов и пирокластических образований, краткая характеристика которых приводится ниже.

Пироксено-плагиоклазовые порфириты — породы преимущественно темно-серого цвета, структура их полифировая, а основная масса лейстовидно-микролитовая, пилотакситовая (рис. 25). Порфиновые выделения представлены обычно сильноизмененными кристаллами плагиоклаза и авгита, причем, если первые пелитизированы, кальцитизированы и реже серицитизированы и хлоритизированы, то вторые чаще хлоритизированы, реже кальцитизированы.

Роговообманково-плагиоклазовые порфириты от предыдущих разностей отличаются, главным образом, тем, что цветной компонент представлен роговой обманкой и основная масса преимущественно микролитовая, микролит-лейстовидная.

Плагиоклазовые порфириты отличаются монофировой структурой и преимущественно пилотакситовой основной массой. Порфиновые выделения плагиоклаза обычно кальцитизированы, а вулканическое стекло основной массы, в которую погружены микролиты плагиоклаза, окрашено водными окислами железа.

Долериты являются весьма характерными породами турона северо-восточных склонов М. Кавказа, где особенно широким развитием они пользуются в пределах Шаумяновского и Ханларского районов.

Это темно-серого, почти черного цвета тонкозернистые породы. Структура их порфировидная, долеритовая, основная масса интерсертальная (рис. 26.). В составе их главное участие принимают плагиоклаз и пироксен.

Плагиоклазы в виде длиннопризматически сдвойникованных кристаллов разбросаны по всей основной массе породы, а по составу отвечают лабрадору № 52—58.

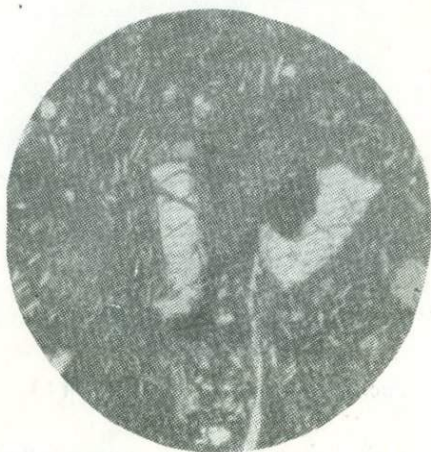


Рис. 25 Пироксено-плагиоклазовый порфирит (X 36, николи +).

Пироксен, представленный преимущественно диопсидом, обычно в виде неправильных, изометрических зерен располагается между лейстами плагиоклаза, и более крупные кристаллы его нацело замещены илдингситом (с высоким двуупреломлением). Порода обогащена также магнетитом,

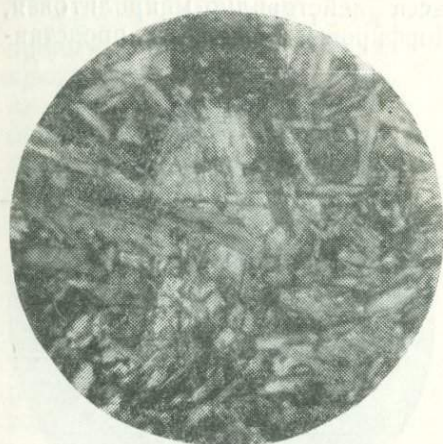


Рис. 26. Долерит ($\times 36$, николи+).

мелкими, пылевидными зернышками, сыпью, рассеянными по всей массе породы.

Пирокластические образования в рассматриваемой толще также пользуются некоторым развитием и, в основном, представлены различными туфами и туфобрекчиями, обычно связанными взаимопереходами.

Туфы по своему минералогическому составу аналогичны вышеописанным порфиритам, отличаюсь от них более пестрой окраской (бурой, зеленой, фиолетовой, красноватой) в связи с интенсивной

разложённостью.

В зависимости от размера и характера составляющих породу обломков среди туфов Ш. А. Азизбековым выделены брекчиевидные, кристалловые и пепловые разности.

Химический анализ долерита (обр. № 164) из района с. Ирмашлы:

| | |
|-----------------------------------|-----------------------------------|
| SiO_2 — 46,00 % | Fe_2O_3 — 11,55 % |
| TiO_2 — 1,30 % | MgO — 5,77 % |
| Al_2O_3 — 18,17 % | CaO — 9,54 % |
| Na_2O — 2,93 % | T_2O_5 — 0,28 % |
| K_2O — 0,74 % | п.п.п. — 3,32 % |
| SO_3 — следы | Итого: 99,78 % |

Сенон

Отложения сенона развиты в предгорной полосе исследованного района и преимущественно представлены в нормальной осадочной фации — органогенными известняками, тонкослоистыми или слаборассланцованными, окрашенными в светлые тона. Структура их органогенная и криптокристаллическая. Порода состоит из округлой, овальной и неправильной формы кальцитового состава раковин микроорганизмов,

распространенных в общей криптокристаллической массе породы. Нередко в них наблюдаются (в том или ином количестве, обычно небольшом) псаммитовые зерна плагиоклаза, магнетита и др.

В зависимости от характера и количества глинистых частиц, известняки нередко переходят в глинистые, мергелистые и прочие разности.

Эоцен

В крайней юго-западной части исследованного района (район с. Ново-Ивановка) в 1947 г. Р. Н. Абдуллаевым была установлена мощная эффузивно-пирокластическая толща эоценовых отложений (1947), ранее считавшаяся среднеюрской. В 1955 г. этим исследователем рассматриваемые отложения были прослежены далеко на восток, до р. Шамхорчай, на расстоянии 40 км, южнее района наших исследований.

В районе с. Калакенд, благодаря разрыву, отложения эоцена приходят в тектонический контакт с отложениями келловоя. Мощная эффузивно-пирокластическая толща эоцена по петрографическому составу Р. Н. Абдуллаевым разделена на две пачки [6].

В составе нижней пачки преобладают полимиктовые туфопесчаники, известковые и кварцевые туфопесчаники, туфоалевролиты, фельзитовые туффиты, хлоритовые витрокластические и литокластические туфы, чередующиеся с мелкообломочными туфобрекчиями, туфоконгломератами, пелитоморфными и песчанистыми известняками. Среди этой пачки встречаются маломощные покровы различных порфиритов и микродиабазов.

Верхняя, более мощная пачка этой толщи сложена потоками плагиоклазовых, пироксено-плагиоклазовых, реже кварцевых диоритовых и диабазовых порфиритов (1947). Более подробная петрографическая характеристика эффузивно-пирокластических отложений эоцена не приводится.

Сармат

Пользующиеся весьма ограниченным развитием в северной части района отложения сармата представлены органическими и обломочно-песчаными известняками, реже известковыми полимиктовыми песчаниками.

Известняки—породы светло-серого, серого, буровато-серого цвета состоят из мелких раковин моллюсков, нередко образуют ракушечные разности (известняки). Структура их обломочная и органогенная. Обломочные разности состоят

из многочисленных неправильной формы обломков пелитоморфного известняка, наряду с которыми в небольшом количестве присутствуют полуугловатые зерна плагиоклаза и кварца, сцементированные кальцитовым цементом.

Органогенные же разности, в основном, состоят из многочисленных раковин микроорганизмов.

Известковистые полимиктовые песчаники — тонкозернистого сложения пепельно-серые породы. Структура их кристаллокластическая. Терригенные компоненты представлены полуугловатой формы прозрачными зернами кварца и пелитизированного и хлоритизированного плагиоклаза, сцементированы криптокристаллическим органогенным известняком. Тип цемента — базальный.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Р. Н. Открытие верхнемеловых отложений в Кедабекском районе. „ДАН Азерб. ССР“, 1947, т. III, № 12.
2. Абдуллаев Р. Н. О присутствии нижнемеловых отложений в Кедабекском районе. „ДАН Азерб. ССР“, 1948, т. IV, № 9.
3. Абдуллаев Р. Н. Основные черты геологического строения верховья Дзегамчая (Малый Кавказ). Труды Индустр. ин-та, 1949, № 1.
4. Абдуллаев Р. Н. Интрузии верховья Дзегамчая. „Изв. АН Азерб. ССР“, 1955, № 6.
5. Абдуллаев Р. Н. О среднеюрском вулканизме кислой магмы на Малом Кавказе. „Изв. АН Азерб. ССР“, 1955, № 8.
6. Абдуллаев Р. Н. О возрасте эффузивно-пирокластической толщи северного склона Шахдагского хребта (Малый Кавказ). „ДАН Азерб. ССР“, 1955, т. XII, № 5.
7. Абдуллаев Р. Н. Об абсолютном возрасте некоторых интрузивных образований Малого Кавказа. „ДАН Азерб. ССР“, 1958, т. XIV, № 3.
8. Абдуллаев Р. Н. Новые данные в изучении мезозойского вулканизма Малого Кавказа. „ДАН Азерб. ССР“, 1958, т. XIV, № 8.
9. Абдуллаев Р. Н. и Раджабов М. Н. Дашбулагский интрузив (Малый Кавказ). „Изв. АН Азерб. ССР“, 1957, № 12.
10. Азизбеков Ш. А. Кварцевые порфиры северо-восточной части Малого Кавказа. „Изв. АзФАН“, 1943, № 8.
11. Азизбеков Ш. А. Шамхорские интрузии и их жильные дериваты. Изд. АН Азерб. ССР, 1945.
12. Азизбеков Ш. А. Основные черты геологической истории северо-восточной части Малого Кавказа. „ДАН Азерб. ССР“. 1945. № 1.
13. Азизбеков Ш. А. Геология и петрография север-восточной части Малого Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР, 1947.
14. Алиев М. М. Иноцерамы меловых отложений северо-восточной части Малого Кавказа. Труды Геол. ин-та АзФАН 1939, т. XII/63.
15. Алиев М. М. Меловые отложения Азербайджана. Труды конференции по вопросам региональной геологии Закавказья. Изд. АН Азерб. ССР, 1952.
16. Алиев М. М. и Халилов А. Г. Стратиграфия мезозойских отложений Азербайджана (краткий обзор). Труды Ин-та геологии АН Азерб. ССР, т. XIX, 1958.
17. Асланян А. Т. Новые данные по стратиграфии и тектонике Аллавердского рудного района. „Изв. АН Арм. ССР“, 1946, № 10.
18. Асланян А. Т. О возрасте и генезисе метаморфических сланцев северного склона Миапортского (Мургусского) хребта. „Изв. АН Арм. ССР“, 1947, № 8.
19. Асланян А. Т. Новые данные по стратиграфии юрских отложений Северной Армении. „ДАН СССР“, 1948, т. X, № 7.
20. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Гостеолиздат, 1954.

21. Бернштейн П. С. Геологическое исследование в бассейнах среднего и нижнего течения рр. Дзегамчай и Асрикчай в Азербайджанской ССР. Труды Всесоюз. мин. об-ва, 1935, №2.

22. Варенцов А. Кедабекские рудники и заводы. „Горн. журн.“, 1887, т. IV, №12.

23. Гасанов Т. А. Нижнеюрская фауна в верховьях р. Асрикчай. „ДАН Азерб. ССР“, 1954, т. X, №1.

24. Гасанов Т. А. Фауна и стратиграфия ниже-и среднеюрских отложений северо-восточной части Малого Кавказа в междуречье Ахинджачая и Кюракчая (автореф. дисс.). Изд. АН Азерб. ССР, 1954.

25. Гейн Г. А. Геологическая съемка северной части рудной горы (Мисдага) и г. Толстая Кедабекского медного месторождения на Кавказе. Ежегодн. по геол. и минерал. России, 1914, т. XVI, вып. 7—8.

26. Джанелидзе А. И. К вопросу о геологическом строении Кахетинского хребта и Алазанской долины. „Сообщения АН Груз. ССР“, 1950, т. XI, №8.

27. Джанелидзе А. И. О байосе Кахетинского хребта. „Сообщения АН Груз. ССР“, 1950, т. XI, №3.

28. Заридзе Г. М. Закономерности развития вулканизма в Грузии. Гостехиздат Груз. ССР, 1947.

29. Казанцев В. О результатах разведок горы Чолпан близ Кедабека. „Цветн. металлы“, 1930, №2.

30. Карапетян О. Минеральные богатства Азербайджана. „Экономич. жизнь Кавказа“, 1922, №5.

31. Кахадзе И. Р. Грузия в юрское время. Изд. АН Груз. ССР 1947.

32. Кахадзе И. Р. Новые данные по юре Грузии. Труды конференции по вопросам региональной геологии Закавказья. Изд. АН Азерб. ССР, 1952.

33. Кашкай М.-А. Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Изд. АН Азерб. ССР, 1947.

34. Кашкай М.-А. Минералого-петрографическая характеристика колчеданов, вмещающих их вторичных кварцитов и покровных пород района с. Тоганалы. Труды Ин-та геологии, 1955, т. XVII.

35. Кашкай М.-А. Интрузивные породы Азербайджана и их возрастные соотношения. Труды сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. Изд. АН СССР, 1958.

36. Кашкай М.-А. О скарнировании силикатных пород на контакте интрузивов (на примере Дашкесана Азербайджанской ССР). „Уч. зап. АГУ им. С. М. Кирова“, 1958, №2.

37. Керимов Г. И. О новой габброидной интрузии в районе сел. Баян. „ДАН Азерб. ССР“, 1954, т. X, №1.

38. Керимов Г. И. Облицовочные камни северо-восточных склонов Малого Кавказа. „Изв. АН Азерб. ССР“, 1954, №8.

39. Керимов Г. И. Кедабекская группа интрузий. Труды Азгосниверситета, вып. 11, 1955.

40. Керимов Г. И. К возрасту Атабек-Славянской и Кедабекской интрузий. „Изв. АН Азерб. ССР“, 1955, №7.

41. Керимов Г. И. Петрография Кедабекского интрузива (породы первой фазы). Труды Ин-та геологии АН Азерб. ССР, 1956, т. XVIII.

42. Керимов Г. И. К петрологии и металлогении Кедабек-Шамхор-Дашкесанской группы интрузивов Азербайджана (Малый Кавказ). „ДАН СССР“, 1956, т. III, №4.

43. Керимов Г. И. О присутствии верхнеюрских отложений на Кедабекском месторождении сульфидных руд. „ДАН Азерб. ССР“, 1957, №12.

44. Керимов Г. И. Петрография Кедабекского интрузива (породы второй фазы). Труды Ин-та геологии АН Азерб. ССР, 1958, т. XIX.
45. Керимов Г. И. и Эфендиев Г. Х. Бариты Азербайджана. Геология Азербайджана, т. V (Нерудные полезные ископаемые). Изд. АН Азерб. ССР, 1957.
46. Котляр В. Н. О возрастном расчленении интрузивов Малого Кавказа. „Зап. Всерос. мин. об-ва, ч. 69, 1940, № 2—3.
47. Леммлейн Г. Г. Коррозия и регенерация кварцевых вкраплений в кварцевых порфирах. „ДАН СССР“, 1930, т. 13.
48. Леонтьев Л. Н. Основные черты тектоники восточной части Малого Кавказа. Труды Ин-та геологии АН Азерб. ССР, 1947, т. XIII.
49. Леонтьев Л. Н. Тектоническое строение и история геологического развития Малого Кавказа. „Бюлл. МОИП“, отд. геол., 1949, т. XXIV, № 4.
50. Леонтьев Л. Н. К стратиграфии юры северо-восточной части Малого Кавказа. „Изв. АН СССР“, серия геол., 1950, № 2.
51. Леонтьев Л. Н. и Хаин В. Е. Новые данные по нижнему палеозою северо-восточной части Малого Кавказа. „ДАН СССР“, 1950, т. XXI, № 4.
52. Леонтьев Л. Н. и Хаин В. Е. К истории складкообразования и интрузивной деятельности на Малом Кавказе. „Изв. АН СССР“, серия геол., 1951, № 5.
53. Нестеровский Н. Кедабекские медные рудники и заводы. „Горн. журн“, 1893, т. II, № 5—6.
54. Нестеровский Н. О Кедабекском рудном месторождении. „Вестн. горн. дела и орошения на Кавказе“, 1901, № 8.
55. Паффенгольц К. Н. Дашкесан и Заглик. Месторождение магнитного железняка и квасцового камня в Ганджинском уезде Азерб. ССР. Труды геол. ком., вып. 170, 1928.
56. Паффенгольц К. Н. Чирагидзор. Месторождение серного колчедана в Ганджинском уезде Азерб. ССР. Материалы по общей и прикл. геологии, вып. 172, 1928.
57. Паффенгольц К. Н. Основные черты геологического строения и тектоники Ганджинского района Азерб. ССР. „Изв. геол. комитета. 1929, т. 43.
58. Паффенгольц К. Н. Кедабек. Геологический очерк района Кедабекского месторождения медных руд в Азерб. ССР. Труды Всесоюз. геол.-разв. объединения, вып. 218, 1932.
59. Паффенгольц К. Н. Третичные интрузии Восточного Закавказья. „Геология СССР“, 1941, т. X, ч. 1.
60. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
61. Ренгартен В. П. Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа. Труды III Всесоюз. съезда геологов. 1930.
62. Ренгартен В. П. Общий очерк тектоники Кавказа. Труды XVII сессии международного геол. конгресса, т. II, 1939.
63. Ренгартен В. П. Верхнемеловые отложения Восточного Закавказья. „Геология СССР“, 1941, т. X.
64. Ренгартен В. П. Верхнемеловые отложения Малого Кавказа. Изд. АН СССР, 1959.
65. Ситковский И. Н. Грейзены Кедабекского района Азербайджанской ССР. „Проблемы сов. геол.“, 1938, № 1.
66. Ситковский И. Н. Интрузивные породы СВ части Азербайджанской ССР. Труды Груз. геол. упр., вып. II, 1941.
67. Соловкин А. Н. К характеристике юрских и меловых отложений Южного Карабаха. „Изв. АКНИ“, 1934, № 5.

6. Соловкин А. Н. Интрузии и интрузивные циклы Азерб. ССР. Изд. АзФАН, 1939.
69. Соловкин А. Н. Возрастные соотношения магматических образований Азерб. ССР. „Изв. АзФАН“, 1940, № 1.
70. Соловкин А. Н. О возрасте интрузий северо-восточной части Малого Кавказа. „ДАН СССР“, 1944, т. XVIII, № 5.
71. Соловкин А. Н. О меловом вулканизме и стратиграфии мела в Восточном Закавказье. „Изв. АН СССР“, 1949, № 2.
72. Султанов К. М. Апшеронский ярус Азербайджана (автореф. дис.). Изд. АН Азерб. ССР, 1956.
73. Сумбат-заде А. С. К истории развития медеплавильной промышленности в Азербайджане во второй половине XIX века. Уч. зап. АГУ им. С. М. Кирова 1955, № 4.
74. Успенский Н. С. Кедабекский тип медных месторождений на Кавказе. Изд. Об-ва горн. инж. 1910, № 10.
75. Успенский Н. С. Колчеданные месторождения Кедабекского типа и их разведка. „Уральский техник“, 1910, № 1.
76. Успенский Н. С. Кедабекский медный рудник. „Горн. журн.“ 1910, № 2.
77. Федоров Е. С. О Кедабекском медном месторождении. „Вестн. горного дела и орошения на Кавказе“, 1901, № 8.
78. Федоров Е. С. Горные породы Кедабека. „Зап. АН“ 1903, т. XIV, № 3.
79. Федоров Е. С. Кедабекит и виолаит. „Изв. Московского сельхоз. ин-та“, 1903, № 1.
8. Хаин В. Е. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. „Сов. геология“, сб. 39. Госгеолиздат, 1949.
81. Хаин В. Е. Тектоническое строение Азербайджана. Труды конференции по вопросам региональной геологии Закавказья. Изд. АН Азерб. ССР, 1952.
82. Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Азнефтеиздат, Баку, 1954.
83. Халилов А. Г. Нижнемеловые отложения Азербайджанской части Малого Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР, 1959.
84. Четвериков С. Б. Чардахлинские огнеупорные глины. „Минеральное сырье“, 1927.
85. Чирвинский П. Н. К петрографии и геологии Кедабекского медного месторождения в Закавказье. „Изв. Донск. политехн. ин-та“, 1914, т. III, вып. 4, т. 11.
86. Чирвинский П. Н. Кварцевые диориты Кедабека в Азербайджане. Изд. Донск. политехн. ин-та. 1928, т. XI.
87. Шихалибейли Э. Ш. Юрские отложения Азербайджана. Труды конференции по вопросам региональной геологии Закавказья. Изд. АН Азерб. ССР, 1953.
88. Шихалибейли Э. Ш. Тектоника Севано-Акеринского синклинария в пределах Азербайджана. Труды совещания по тектонике Альпийской геосинклинальной области юга СССР. Изд. АН Азерб. ССР, 1956.
89. Эрн А. Г. и Келле Г. Описание Кедабекского медного рудника и принадлежащих ему заводов „Кедабек“ и „Калаканд“. „Вестн. горн. дела и орошения на Кавказе“. 1900, № 7.
90. Эрн А. Г. и Келле Г. О результатах разведок в местности Башкенд, около с. Славянка. „Вестн. горн. дела и орошения на Кавказе“, 1900, № 5.
91. Эрн А. Г. и Келле Г. Описание коллекций горных пород и руд Кедабека. Тифлис, 1901.

92. Эфендиев Г. Х. Минералого-геохимический очерк серноколчеданной формации Азербайджана. Сб. „К геологии серноколчеданных месторождений Чирагидзор-Тоганалинской группы“. Изд. АН Азерб. ССР, 1955.

93. Геология Азербайджана, т. 1. Геоморфология. Стратиграфия. Изд. АН Азерб. ССР, 1952.

94. Геология Азербайджана, т. П. Тектоника. грязевой вулканизм история геологического развития. Изд. АН Азерб. ССР, 1953.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|---|-----|
| Предисловие | 5 |
| Глава первая. Физико-географический очерк | 10 |
| Глава вторая. История разработки и геологического изучения месторождений | 18 |
| История развития горнорудной и медной промышленности | 18 |
| История геологического изучения | 26 |
| Глава третья. Стратиграфия | 37 |
| Юрская система | 40 |
| Меловая система | 62 |
| Палеогеновая система | 73 |
| Неогеновая система | 73 |
| Четвертичные отложения | 75 |
| Глава четвертая. Тектоника | 78 |
| Кяпаз-Дашкесанский синклиниорий | 79 |
| Гейгель-Шамхорский антиклиниорий | 80 |
| Тектонические особенности района исследований | 82 |
| Глава пятая. Возраст интрузивов | 97 |
| Глава шестая. История геологического развития | 110 |
| Глава седьмая. Эффузивные и эффузивно-осадочные породы | 122 |
| Средняя юра | 122 |
| Верхняя юра | 140 |
| Литература | 151 |

Редактор издательства *А. Джафарова*
Технич. редактор *В. Погосов*. Корректор *Г. Дондаров*

Подписано к печати 31/V 1961 г. Формат бумаги 60×92¹/₁₆.
Бум. лист. 4,8. Печ. лист. 9,75. Учетн.-изд. лист. 9,50.
ФГ 10193. Заказ 140. Тираж 700. Цена 65 коп.

Типография «Красный Восток» Министерства культуры
Азербайджанской ССР, Баку, ул. Ази Асланова, 80.

65 коп.

26