

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ СССР

ТРУДЫ
МОСКОВСКОГО ГЕОЛОГО-
РАЗВЕДОЧНОГО ИНСТИТУТА
ИМ. ОРДЖОНИКИДЗЕ

Том XXIII

ГОСГЕОЛИЗДАТ 1948

ТРУДЫ
МОСКОВСКОГО ГЕОЛОГО-
РАЗВЕДОЧНОГО ИНСТИТУТА
ИМ. ОРДЖОНИКИДЗЕ

Том XXIII



ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ СССР
Москва 1948 Ленинград

Состав редакционного совета МГРИ:

Директор доц. *Ф. В. Котлов* (председатель), зам. директора проф. *Е. Е. Захаров*, акад. *А. Н. Заварицкий*, акад. *Ф. П. Саваренский*, проф. *В. И. Смирнов*, член-корр. Акад. наук *Н. С. Шатский*, профессора: *В. В. Белоусов*, *А. И. Заборский*, *Г. Н. Каменский*, *В. М. Крейтер*, *Н. И. Куличихин*, *Н. А. Смольянинов*, доценты: *В. В. Меннер*, *В. Н. Павлинов*

Редакторы сборника: проф. *В. В. Белоусов*
и проф. *Е. Е. Захаров*

Сборник «Труды МГРИ», том XXIII, состоит из двух разделов. Статьи первого раздела содержат геологическое описание района Кавказских Минеральных вод (КМВ) и прилегающих к нему частей Северного Кавказа, вторая половина — статьи рудноминералогического характера.

Геология центральной части Северного Кавказа (Приэльбрусский район и КМВ) освещается в статьях *М. В. Муратова*, *Н. И. Николаева*, *М. В. Гзовского*, *В. Н. Павлинова* и *И. К. Ивановой*, в которых приводится краткая характеристика итогов работ экспедиции МГРИ на КМВ в течение 1939—1941 гг.; вопросы четвертичной геологии рассматриваются в статье *Н. С. Боганика*. В связи с вопросом о строении района Кавказских Минеральных вод помещена статья *А. М. Овчинникова*, трактующая принципы зональности минеральных вод Кавказа и являющаяся кратким изложением итогов многолетних трудов автора.

Вопросам рудной геологии и минералогии посвящены статьи *С. Д. Левиной*, *С. А. Юшко*, *В. И. Смирнова* и *П. В. Калинина*, в которых затрагиваются весьма актуальные проблемы теоретического и практического значения, связанные с изучением таких месторождений, как Аккерманское на Южном Урале и Златоустовского Кряжа в Донбассе.

В сборнике также помещена статья *Н. И. Куличихина* о типизации горно-проходческого оборудования.

Сборник «Труды МГРИ», т. XXIII, рассчитан на специалистов-геологов, аспирантов и студентов старших курсов геологических специальностей вузов.

Н. И. НИКОЛАЕВ

О ВОЗРАСТЕ РЕЛЬЕФА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА И ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Вопрос о возрасте рельефа Центрального Кавказа и Предкавказья рассматривался главным образом в работах Л. А. Варданянца. Его работы или целиком посвящены этой проблеме [1, 2, 4] или в них можно найти указания по этому вопросу [3 и др.].

В работах других исследователей, затрагивающих вопросы геологической истории Кавказа и Предкавказья, можно найти взгляды, либо целиком разделяющие мнение Л. А. Варданянца (А. П. Герасимов), либо вводящие в него ряд добавлений и изменений (А. Л. Рейнгард). Критическое рассмотрение некоторых положений, которые выдвигаются Л. А. Варданянцем, можно найти только у Н. В. Думитрашко [13].

Рассматривая геоморфологию Предкавказья (бассейны рек Кумы, Кубани, Калауса и др.) и Центрального Кавказа (верховья рек Малки, Кубани), Л. А. Варданянец приходит к выводу, что «в бассейне р. Малки все водоразделы плоские... местами имеют вид больших, частично заболоченных плато, как, например, плато Бичесьян».

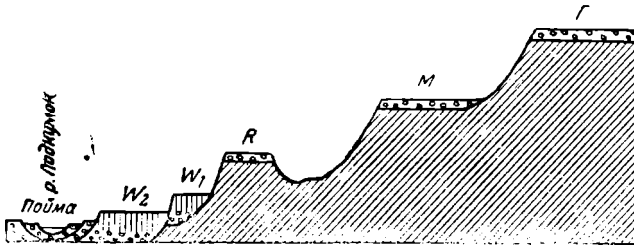
«Реконструируя здесь древний рельеф, мы получим равнинную страну, — говорит он, — продолжение которой наблюдается к западу — в бассейне р. Кубани, к востоку — в бассейне рек Баксан и Чегем, а к северу — в районе Кисловодска» [4]. То же им отмечается и в Горном Дагестане. К югу эта равнина, «пенеплен размыва», упирается в широтную зону сбросов, отделяющих ее от Эльбруса. К северу она сливается со Скалистым хребтом, Бургустанскими высотами, Джигальским хребтом и переходит в «пенеплен накопления», развитый в предгорной части Кавказа. С последним элементом Л. А. Варданянец связывает горизонт суглинков и глин, считая его одним стратиграфическим комплексом, соответствующим времени бакинской трансгрессии.

Поднятие рельефа, обусловленное проявлением послебакинской орогенической фазы (Л. А. Варданянец называет ее верхнечетвертичной), которая проявлялась в неравномерных горстообразных движениях [8], вызывало интенсивное его расчленение. «Таким образом, наиболее вероятен верхнечетвертичный возраст современного высокогорного рельефа Большого Кавказа, возникшего», следовательно, в буквальном смысле этого слова на глазах человека» [1, 4].

Мы всецело разделяем мнение тех исследователей, которые считают возраст суглинков Предкавказья различным (Православлев, Жуков, Рейнгард), и всецело присоединяемся к критике Н. В. Думитрашко [13]. Мы также полагаем, что доказательства синхроничности различных суглинков Предкавказья бакинскому возрасту, которые приводятся Л. А. Варданянцем, мало убедительны.

Для Минераловодского района нами была разработана стратиграфия

четвертичных отложений. В строении участвуют следующие террасы (фиг. 1). Наиболее высокой террасой, развитой в районе Пятигорья, является так называемая армянская терраса. Она имеет высоту 175—200 м над р. Подкумком и является типично эрозионным уступом. Только местами на ее поверхности сохранился горизонт галечников, достигающий 15—20 м мощности. Чаще он имеет мощность значительно меньшую. Гальки, слагающие верхнюю часть террасы, преимущественно мелкие. Состоят они главным образом из различных известняков верхней юры и, повидимому, нижнего мела. Встречаются редкие гальки кварца, песчаника, кремня, белых, сильно выветрелых гранитов и эффузивная порода типа липаритов. В некоторых местах встречаются кварц с крупными зернами ортоклаза и гальки темной магматической породы. Однако надо подчеркнуть, что в общей массе значительно преобладают гальки известняков. Гальки хорошо окатаны, местами сцементированы в плотные конгломераты. Эта терраса характеризуется широким распространением и слагает многие водоразделы. Галечники, таким образом, часто являются покровными.



Фиг. 1. Схема соотношения террас в долине р. Подкумк в районе Пятигорска.

Ниже нами выделяется так называемая лысогорская (горячеводская) терраса. Она представляет собой эрозионный уступ с горизонтом галечников до 10 м мощности. Размер галек различен, к верховьям он увеличивается. Гальки иногда сцементированы в плотные конгломераты. Окатка хорошая. Состав галек заметно отличается от состава галек армянской террасы. Если тут преобладают известняки (юра, нижний мел), то часто встречаются и гальки красных гранитов, зеленокаменных пород, порфиоров, кварца, кальцита, метаморфических пород (сланцы) и др. Нередко встречаются и гальки местных пород, развитых по соседству с обнажением: гипса (из майкопа), акчагыльских лимонитизированных конгломератов и др.

Высота террасы не является постоянной. В районе Пятигорья она достигает 100—110 м относительной высоты. Наиболее хорошо эта терраса развита по р. Подкумку в районе Пятигорье — Эссенуки. Встречена также в районе рек Золок, Этоки и в бассейне р. Кумы.

Широко распространенной и хорошо выраженной в районе Пятигорья является джамгатская терраса [7]. Она представляет собой эрозионный уступ с крошечными его галечниками незначительной мощности (до 5—8 м). Состав галек, обычно хорошо окатанных, различен. Главную массу составляют гальки известняков и доломитов валанжинна. Встречаются также красные граниты, кварц, кварциты, метаморфические породы в виде слюдяных сланцев, белые граниты, порфириты и др. В некоторых местах галечники перекрыты делювиальными суглинками. Высота террасы над р. Подкумком в районе г. Пятигорска определяется в 55—75 м.

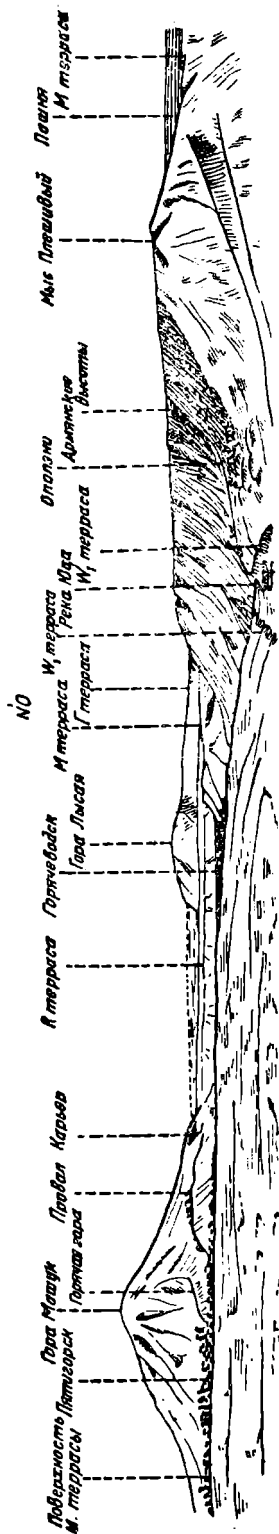
Ниже выделяются две низкие надпойменные террасы, часто объединяемые вместе и известные под названием пятигорских террас. Отличием их является цокольное строение, и они несут относительно значительную толщу аллювия. Одна из них, высотой 25—30 м, менее распространена, другая, высотой 10—12 м, является широко развитой (фиг. 2).

В дне долин наблюдаются пойменные уступы: низкий — высотой 1,5—2 м и высокий — 3,5—4 м. Оба сложены галечниками.

В пределах Скалистого хребта были констатированы многочисленные следы древнего оледенения, которое в верховьях рек Подкумка и Учкена было отмечено еще В. П. Ренгартеном [15]. Оно встречается и по склонам Бичесынского плато в бассейне как р. Подкумка, так и р. Хасаута. Наиболее ярко следы оледенения выражаются по склонам массивов Бермамыт и Гуд-горы. По долине р. Хасаута к востоку и по долинам рек Учкена и Подкумка к северу следы оледенения постепенно исчезают.

Представлены следы оледенения в виде очень характерных форм рельефа: каровые цирки, троговые долины курчавые скалы, спущенные озера подпруживания и многочисленные ярко выраженные моренные языки с хорошо представленными боковыми моренами и т. д. Последние обычно спускаются до абсолютных отметок 1800—2000 м (фиг. 3).

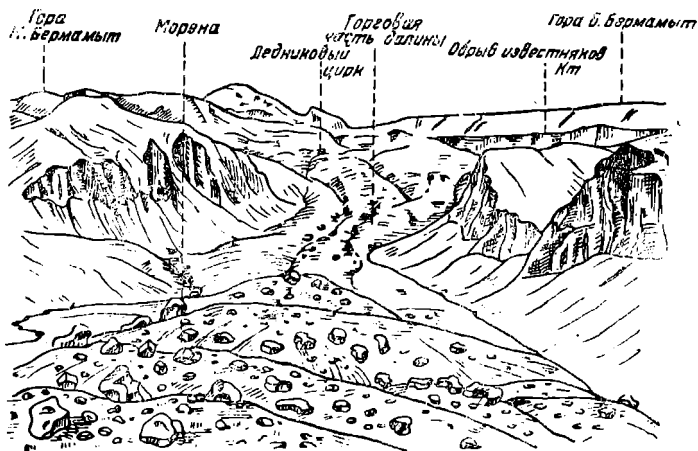
Моренные языки, нередко занимающие собой всю долину, имеют всхолмленную поверхность. Состоят морены обычно из обломков известняков лужитана и кимериджа, реже песчаников лейаса, перемешанных с перетертой мелкообломочной массой. Материал совершенно не сортирован. В пределах ледниковых цирков значительно преобладает грубообломочный материал, местами переходящий в хаосы нагроможденных огромных глыб. Такие же глыбы в виде больших отторженцев кимериджских известняков наблюдаются и в самой толще моренных накоплений. Мощность их трудно поддается исчислению. Можно определенно утверждать, что в некоторых местах она очень значительна и доходит до нескольких десятков метров. Характерным для всех моренных языков, занимающих дно долины, является свежий хорошо выра-



Фиг. 2. Вид на террасы Пятигорья от горы Юцы. Хорошо видны террасы: армянская Г, лысогорская М, джамгатская R и пятигорская W1.

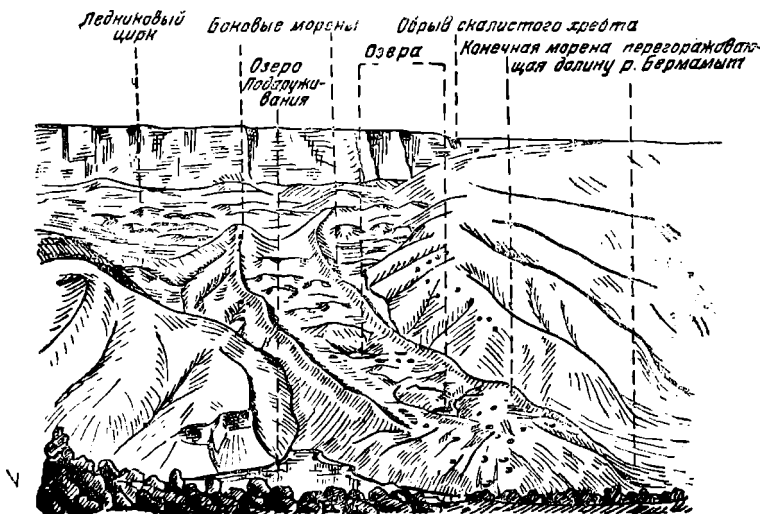
женный рельеф, указывающий на молодость этих форм (фиг. 4).

В ряде случаев, как это было установлено и в бассейне рек Хасаута и Учкена, можно было наблюдать, что борта долины, по которой спускается моренный язык, также сложены моренным материалом. Такой



Фиг. 3. Часть моренного языка в верховьях р. Бермамыт.
Конечные морены.

же материал слагает иногда и невысокие водоразделы между двумя долинами с моренными языками. Таким образом, можно полагать, что мы имеем следы двух оледенений: более древнего, в момент которого



Фиг. 4. Вид на моренный язык, спускающийся от обрыва Скалистого хребта и перегородивший долину р. Бермамыт. Свежий рельеф поверхности языка.

рельеф был значительно иным, долины менее врезанными, и более позднего, следы которого морфологически наиболее ярко выражены.

Высота армянской террасы хорошо соответствует уровню высоких травертинов на горах Машук (см. фиг. 2), Юце, Лысой и на Лермонтовском карьере (западный склон горы Машук); в травертинах был об-

наружен прослой песка с редкими мелкими галечниками известняка и бештаунита. Вряд ли можно сомневаться в соответствии этого разреза галечникам армянской террасы. В прослое песка попадают бивни *Elephas*. В этих же травертинах найдены зубы, определенные В. И. Громовым как *Elephas meridionalis* N. [11, 12]. Все это позволяет относить время образования травертинов, а вместе с тем и армянской террасы к концу верхнего плиоцена.

Нам удалось проследить низкие террасы (пятигорские) к верховьям р. Учкена и увязать их с мореной последнего оледенения. Повидимому, эти террасы являются типичными флювиогляциальными террасами. Учитывая хорошую сохранность различных элементов моренного ландшафта последнего оледенения, естественнее всего предположить, что оно синхронично последнему оледенению Центрального Кавказа, т. е., применяя альпийскую терминологию, относится к вюрму.

Таким образом, и пятигорские террасы можно датировать как вюрмские. Это определение подтверждает также находка *Elephas primigenius* Blum. в галечниках террасы у Эссентуков [17]. Естественно, что промежуточные террасы между пятигорскими и армянской террасами будут соответствовать: лысогорская — миндельскому, а джамгатская — рисскому времени. Доказательства этому можно видеть также в изученных нами взаимоотношениях этих террас с более низкими горизонтами травертинов, которые содержат соответствующую фауну млекопитающих.

Как следует из данных А. Л. Рейнгарда [16], все перечисленные уровни в пространстве изменяют свою высоту, что согласуется и с нашими наблюдениями.

Армянская терраса, имея в районе Пятигорска высоту 175—200 м, по направлению к ст. Лысогорской и ст. Георгиевской значительно снижается. Близ ст. Георгиевской она имеет около 50 м высоты над рекой и прекращается там в виде довольно ясного уступа. По данным А. Л. Рейнгарда, можно полагать, что покровные конгломераты дальше на север должны окончательно уйти под уровень реки в районе устья р. Подкумка.

Так же значительно снижаются и почти скрываются уступы лысогорской и джамгатской террас. Такую же тенденцию имеют и пятигорские террасы, которые в устьевых частях р. Подкумка имеют высоту не более 5 м (А. Л. Рейнгард). Мощность аллювиальных отложений в этом направлении увеличивается. Совершенно аналогичная картина отмечается и по долине р. Малки [16].

Если в северо-восточном и северном направлениях описываемые террасы испытывают погружение, то в противоположном направлении они значительно поднимаются. Этот подъем различные террасы испытывают в разной степени.

Армянская терраса хорошо прослеживается до северного склона Бургустанских высот и Джинальского хребта. Основываясь на ее уклоне севернее, можно определенно говорить, что она не перекрывала этих возвышенностей и к югу должна прослеживаться в местах древнего прорыва этих гряд.

Миндельская и рисская террасы, незначительно увеличивая свою высоту в виде очень редких останцев, сохранились в продольной долине между Скалистым хребтом на юге и Бургустанским и Джинальским хребтами на севере — район г. Кисловодска, устье р. Учкена (фиг. 5).

Наличие рисской и миндельской террас к югу от Джинальского хребта указывает на то, что формирование речных долин началось еще, повидимому, задолго до миндельского времени. Отмеченные соотношения поверхности армянской террасы с возвышенностями Джинальского и Бургустанского хребтов показывают, что в момент формирования этой

поверхности, т. е. в верхнеплиоценовое время, эти гряды уже существовали и были выражены в рельефе, в основном имея тот же облик типичных квестовых уступов.

Следы двух оледенений в районе Скалистого хребта и склонов Бичесынского плато указывают на то, что возраст речных долин в верховьях р. Малки также не молодой.

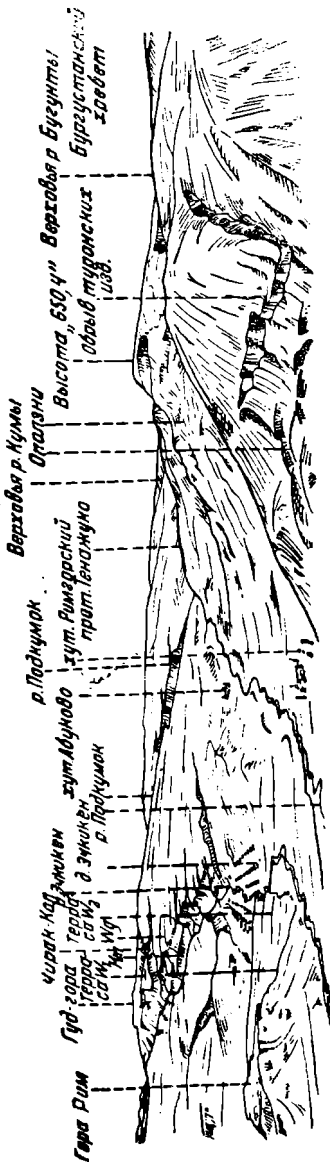
К югу от Скалистого хребта прекрасно может быть прослежена поверхность выравнивания, отмеченная работами А. П. Герасимова и Л. А. Варданянца. Она выражается в выравнивании и уплощенности водоразделов, наличии довольно обширных платообразных участков (плато Бичесын и др.). Все они сливаются в одну поверхность, имеющую абсолютную высоту около 2 тыс. м, которая, однако, имеет явную тенденцию подъема к югу.

В отличие от взглядов уже указанных авторов, эта поверхность, не представляет собой единую плоскость со Скалистым, Джинальским и Бургустанским хребтами, а, как следует даже из рассмотрения профилей, приложенных к работе Л. А. Варданянца [4], мы имеем два элемента (фиг. 6): один — поверхность выравнивания, наклоненная с юга на север, другой — поверхность Скалистого хребта, возвышающаяся над первой на 500—700 м. Хорошо такие соотношения наблюдаются и в природе, когда смотришь, например, на Бичесынский плато с вершины и склонов Скалистого хребта. Это настолько очевидно, что не требует других доказательств (фиг. 7).

Надо полагать, что в момент выработки поверхности выравнивания юрская квеста, которую представляет собой Скалистый хребет, уже существовала и прослеживалась несколько далее к югу по сравнению с ее современным положением.

Мы не можем согласиться с определением возраста этой поверхности как синхроничной бакинской трансгрессии или миндельскому вре-

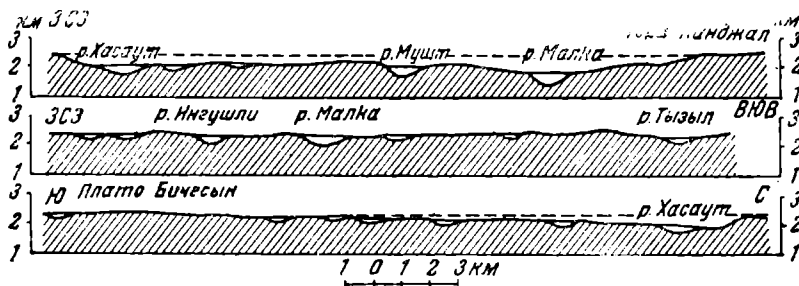
мени (Варданянц, Герасимов, Рейнгард). Очевидным становится, что возраст ее, на основании приведенных данных, древнее миндельского. Может ли он быть миндельским? Основываясь на закономерности изменения высоты и характера миндельской террасы, которая была прослежена в районе г. Кисловодска и далее вверх по течению р. Подкумка, и учитывая ее соотношения с верхнемеловой квестой, можно прийти к определенному выводу, что время образования поверхности выравнивания древнее минделя. В миндельское время в нее уже были врезаны



Фиг. 5. Вид на отрезок продольного (субсеквентного) участка долины р. Подкумка. Останец миндельской террасы в виде горы Рим.

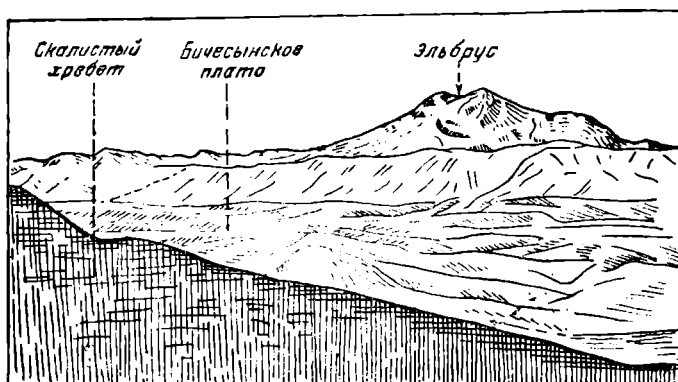
речные долины. Вместе с тем соотношение этой поверхности с юрской квестой, ее наклон, отношение к более низким уровням — все это чрезвычайно напоминает армянскую террасу. В самом деле, если поверхность выравнивания в верховьях р. Малки древнее миндельского времени, то она может относиться только в верхнему плиоцену, т. е. времени образования армянской террасы.

К югу, в верховьях р. Малки, поверхность выравнивания прослеживается до отрогов Бокового хребта, где она как бы резко обрывается



Фиг. 6. Профили через бассейн р. Малки. Не заштрихованы молодые долины, врезанные в более древнюю поверхность выравнивания. Пунктиром показан уровень Скалистого хребта. На нижнем профиле хорошо видно несоответствие поверхности выравнивания и поверхности Скалистого хребта. Первая имеет заметный наклон, спускаясь с юга на север.

и сменяется склонами хребтов Ташлы-Сырт и Шау-Камны-Сырт, достигающих абсолютной высоты 3000—3600 м. Этот резкий контраст действительно создает впечатление оборванности равнины. Указывая на это, Л. А. Варданянц говорит, что «древняя равнина срезана сбросом и упирается в подножье грандиозной стены» [4] (см. фиг. 7). Эта граница

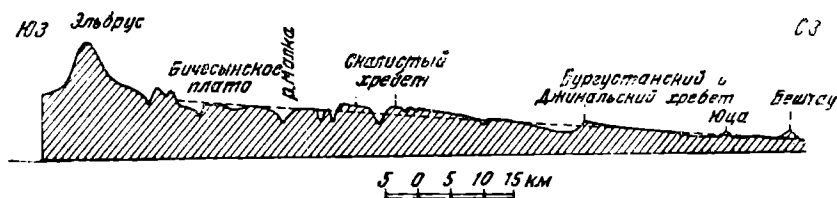


Фиг. 7. Вид со Скалистого хребта на Бичесынное плато, Главный Кавказский хребет и гору Эльбрус.

вместе с тем соответствует широтной зоне с поднятым южным крылом, которая протягивается в 12 км севернее горы Эльбрус. Данные, которыми мы располагаем, указывают на неправильность изложенных представлений Л. А. Варданянца. Прежде всего в его работах указанные соображения являются бездоказательными. Доказательством служит лишь резкая смена рельефа, т. е. чисто морфологический анализ. Больше того, на основании только морфологии Л. А. Варданянц приходит к выводу о наличии молодого, четвертичного сброса, имеющего, надо добавить, **основательный размах.**

По данным А. П. Герасимова и С. П. Соловьева [8, 9, 18], в указанном Л. А. Варданяцем месте действительно проходят две линии разрыва широтного направления. Наличие их достаточно убедительно доказывается и А. П. Герасимовым и С. П. Соловьевым. Однако в отношении возраста их мы имеем только указания, что «тектоническое нарушение, очевидно, происходило в послееюрское время (альпийская дислокация)» [19]. Никаких указаний на молодые, а тем более четвертичные подвижки мы не имеем. На них не указывает ни один автор. Больше того, мы позволим себе заметить, что зона не вызывающих сомнений сбросов не совпадает с характерным перегибом рельефа.

Таким образом, изучая соотношения выравненной поверхности с отрогами Бокового хребта, Ташлы-Сырт и Шау-Камны-Сырт, можно видеть, что она, постепенно повышаясь, входит в глубокие долины, его прорезающие. Отсюда следует вывод, что возраст рельефа Бокового хребта и вместе с тем Центрального Кавказа более древний, чем время образования поверхности выравнивания (фиг. 8). Более детальное изучение этих соотношений будет являться предметом наших дальнейших исследований.



Фиг. 8. Схема, показывающая характер рельефа северного склона Главного Кавказского хребта. Район: Эльбрус — Бичесыньское плато — Скалистый хребет — Джинальский хребет — лаколлиты Пятигорья. Пунктиром показано положение поверхности выравнивания на юге и армянской террасы на севере.

Наличие закономерного погружения террас к северу и северо-востоку в низовьях рек Кумы, Подкумка и Малки (а также и других рек, как то Кубани, Терека) и постепенное возрастание их высот к югу лишней раз доказывают сводовое поднятие Центрального Кавказа и противоречат мнению тех геологов, которые говорят о горстобразных движениях, неравномерных в различных участках (Варданяц [3]). Отрицать возможность движения в виде поднятий отдельных блоков, ограниченных дизъюнктивными дислокациями, в настоящее время вряд ли можно, да и не нужно. Однако считать их основными, откладывающими отпечаток на рельеф страны и обуславливающими его развитие, также нельзя.

Из изложенного становится ясным, что мы должны также значительно умерить роль четвертичных тектонических процессов, которые отмечают Л. А. Варданяц [5, 6], а вслед за ним и Г. Ф. Мирчинк [14]. Заявление Л. А. Варданяца, что «удельная роль верхнечетвертичных движений в формировании современного нам Кавказа ни в коем случае не ниже чем 50%, а при несколько ином толковании некоторых фактов удельная роль этих движений может достигнуть даже всех 100%» [5], нам кажется очень и очень преувеличенным.

Подводя итог сказанному, приходим к выводу, что в пределах Центрального Кавказа и Предкавказья можно выделить следующие различные по возрасту и новейшей геологической истории участки:

1. Центральный Кавказ в виде Главного и Бокового хребтов, рельеф которых начал формироваться еще с начала или середины третичного времени. Наблюдаемый в настоящее время ландшафт является, конечно,

значительно более молодым. Элементы древнего рельефа не сохранились и являются совершенно преобразованными, потому что в течение длительного промежутка времени этот район испытывал тенденцию к подъему. Несмотря на то, что рельеф Центрального Кавказа по своему возрасту оказывается сооружением древним, отдельные элементы его являются сравнительно очень молодыми. К ним в рассматриваемом нами районе относится насаженная огромная лавовая шапка горы Эльбрус, которая представляется совершенно инородным элементом, резко выделяющимся на фоне всего Центрального Кавказа.

2. Такой же древний, во всяком случае плиоценовый возраст имеют юрская и меловая квесты в виде Скалистого, Бургустанского и Джинальского хребтов и система лакколитов и криптолакколитов Минераловодского района, возраст которых нам представляется более древним (доакчагыльским), чем определяет их А. П. Герасимов (как послеплиоценовый).

3. Все остальные участки представляют собой выравненную верхнеплиоценовую поверхность, которая является сильно расчлененной эрозионными процессами, вследствие чего она местами почти и не сохранилась (см. фиг. 8). В формировании рельефа некоторых участков этого района участвовали не только процессы эрозии, но и гляциальные. Таким образом, вывод о молодом возрасте рельефа Кавказа, который образовался будто бы на глазах человека [1, 4], неверен.

ЛИТЕРАТУРА

1. Варданянц Л. А. О возрасте рельефа Предкавказья. Докл. Акад. наук. № 7, 1934.
2. Варданянц Л. А. Материалы к истории развития рельефа Предкавказья. Изв. Гос.-геогр. общ., т. 66, вып. 4, 1934.
3. Варданянц Л. А. Материалы по геоморфологии Большого Кавказа. Изв. Гос.-Геогр. общ., т. XV, вып. 3, 1933.
4. Варданянц Л. А. К истории развития рельефа Центрального Кавказа. Тр. Сов. секции МАИЧПЕ, вып. IV, 1939.
5. Варданянц Л. А. О верхнечетвертичной орогенической фазе. Тр. Сов. секции МАИЧПЕ, вып. IV, 1939.
6. Варданянц Л. А. О четвертичной тектонике Кавказа. Тр. II Конфер. МАИЧПЕ, вып. III, 1933.
7. Герасимов А. П. Геологическое строение Минераловодского района (Северный Кавказ). Тр. ЦНИРИ, вып. 30, 1935.
8. Герасимов А. П. Геологический очерк бассейна верхней Малки (Северный Кавказ). Тр. ЦНИГРИ, вып. 62, 1936.
9. Герасимов А. П. Северо-восточное подножье Эльбруса. Геолого-географический очерк. Изв. Геол. ком., вып. XXX, 1911.
10. Герасимов А. П. Бассейн Средней Малки. Тр. ЦНИГРИ, вып. 62, 1936.
11. Громов В. И. Некоторые итоги полевых исследований в 1935 г. в районах Сухуми, Пятигорья и Ростова. Тр. Сов. секции МАИЧПЕ, вып. II, 1936.
12. Громов В. И. Новые данные о четвертичных и верхнечетвертичных млекопитающих Северного Кавказа. Тр. Сов. Секции МАИЧПЕ, вып. I, 1937.
13. Думитрашко Н. В. Вопросы четвертичной геологии и геоморфологии Северного Кавказа. Пробл. физ. геогр., т. IV, 1937.
14. Мирчинк Г. Ф. О четвертичном орогенезе и эпейрогенезе на территории СССР. Матер. по четвертичн. периоду СССР, ГГУ, 1936.
15. Ренгартен В. П. Отчет об изучении четвертичных отложений Минераловодского района в 1921 г. Отчет о сост. и деят. Геол. ком. за 1921 г. Изв. Геол. ком., 1926.
16. Рейнгард А. Л. Наблюдения по четвертичной геологии в центральной части Предкавказской равнины между Кумой и Черекон. Матер. ЦНИГРИ, Регион. геол. и гидрогеол., сб. 2, 1933.
17. Стоянов А. А. К геологии округа Пятигорских минеральных вод. Ежег. по геол. и мин. России, т. X, 1908.
18. Соловьев С. П. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Приэльбрусском районе в 1931 г. Матер. ЦНИГРИ, Регион, геол. и гидрогеол., сб. 2, 1933.

М. В. МУРАТОВ

ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СЕВЕРНОГО СКЛОНА КАВКАЗА

(в районе к югу от Кавказских Минеральных вод)

В течение двух лет (1939—1941 гг.) кафедрой общей геологии Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе под руководством покойного проф. Е. В. Милановского проводились работы по геологическому изучению района Кавказских Минеральных вод. Работы эти велись по заданию Государственного бальнеологического института Наркомздрава (Пятигорск) и имели своей целью дать геологическую основу для гидрогеологических работ, производившихся одновременно. Последние, в свою очередь, ставили своей задачей выяснение генезиса и определение ресурсов минеральных вод с целью дальнейшей рациональной их эксплуатации.

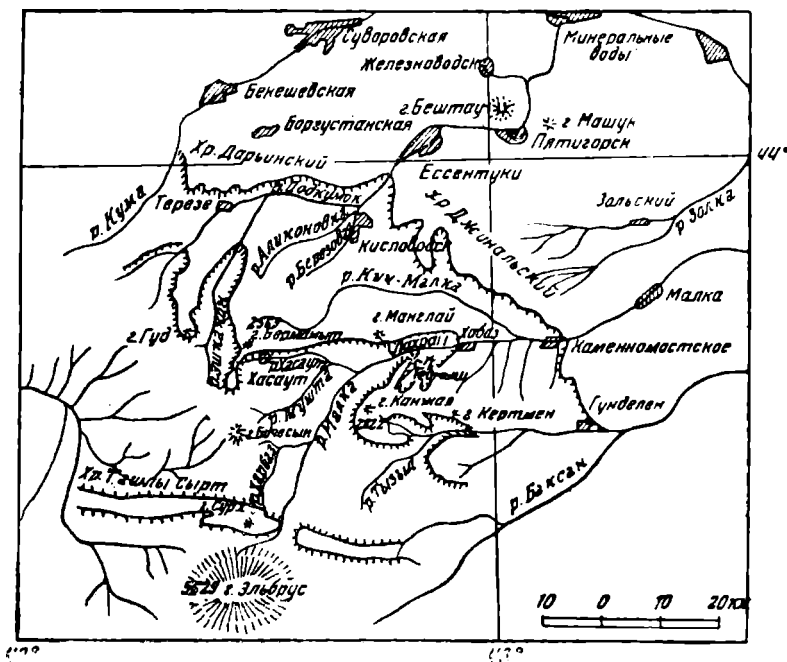
Работы по геологическому изучению района Кавказских Минеральных вод охватывали довольно обширную территорию, включая и район возможной области их питания. Северная часть этой территории — окрестности минеральных источников (область развития третичных и верхне- меловых отложений) — изучалась Г. П. Леоновым и М. М. Москвиным; структурное изучение лакколлитов Пятигорья проводилось В. Н. Павлиновым; автору с группой товарищей пришлось исследовать южную часть района, где развиты нижнемеловые и юрские отложения, вплоть до подножья Эльбруса. Наконец, Н. И. Николаев изучал четвертичные образования и геоморфологию всей территории.

Помощниками автора по изучению южного района являлись в разное время следующие геологи, в большинстве бывшие тогда студентами МГРИ: И. И. Берсенев, В. В. Бронгулеев, О. Ф. Греков, В. А. Гребенников, М. В. Гзовский, Д. С. Кизевальтер, В. И. Кнауф, Г. И. Раскатов, Л. А. Савельев, Б. М. Соколов, Н. А. Успенская, В. В. Эз.

В результате нами была составлена геологическая карта южной части района Кавказских Минеральных вод. Из очень большого и интересного материала, который нам удалось собрать по геологии района, мы хотим поделиться в настоящей статье некоторыми основными выводами по стратиграфии, тектонике и истории его развития.

Географически район расположен к югу от Кисловодска, между ним и подножьем Эльбруса. Он находится в бассейне верховьев р. Малки (приток Терека), р. Тызыла (приток Баксана) и правых притоков Подкумка (фиг. 1). К югу от района протягивается цепь вершин осевой части Главного Кавказского хребта и выступающий к северу от них высокий снежный конус Эльбруса. Несколько впереди него проходит с востока на запад остроконечная голая каменная гряда Ташлы-Сырт, сло-

женная карбоном. От ее подножья далеко на север протягивается обширное плато Бичесын, имеющее до 30 км в ширину. Оно расчленено глубокими ущельями и балками на ряд узких водоразделов (фиг. 2). Особенно глубоки и обрывисты ущелья прорезающих его рек Малки, Хасаута и Мушты (фиг. 3). К северо-востоку от Бичесынского плато, крутыми уступами обрываясь к югу, располагаются вершины Скалистого хребта, сложенного верхнеюрскими известняками. Хребет этот тянется почти вдоль всего северного склона Кавказа. В описываемом районе располагаются массивы гор Гуд и Бермамыт, разделенные р. Эшкаконом, гора Манглай, у впадения Хасаута в Малку, и обширное плато горы



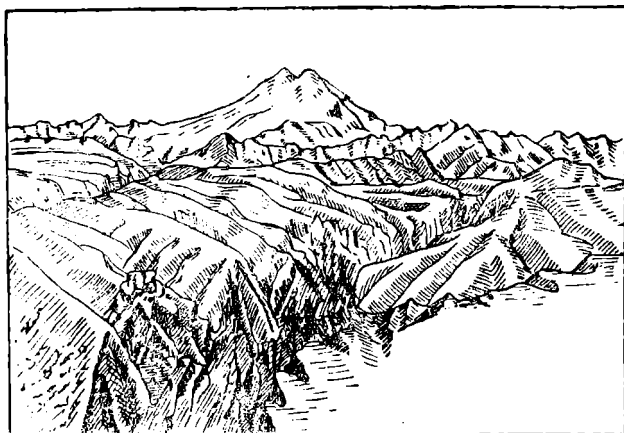
Фиг. 1. Географическая схема южной части района Кавказских Минеральных вод.

Канджал на правом берегу Малки. Все эти вершины представляют плато, расчлененное ущельями, полого спускающееся к северу и круто обрывающееся к югу. Постепенно снижаясь, плато это делается холмистым и расчлененным на ряд мелких гряд и цепей холмов, доходя на север до долины р. Подкумка и окраин г. Кисловодска. Общая ширина его около 20—25 км.

Третьей крупной грядой в районе является цепь возвышенностей, тянущаяся вдоль р. Подкумка на западе (Дарынский хребет) и р. Кич-Малки на востоке (хр. Джинал). Эти хребты, сложенные нижним и верхним мелом, тоже имеют асимметричный профиль — крутой южный и пологий северный склоны — и разделены ущельем долины Подкумка. У подножья их располагается Кисловодск с его знаменитым нарзаном.

Первые шаги геологического изучения района относятся к 30-м годам прошлого века, когда он был посещен знаменитым Дюбуа де Монпере во время его путешествия по Кавказу и Крыму. Основы стратиграфии района были заложены несколько позже (1853 г.) Г. Абигом, опубликовавшим разрез от Эльбруса до Бештау. Интересно, что стратиграфия была им разработана во многих частях более правильно, чем

его последователями, особенно сильно запутавшими вопрос о возрасте отдельных горизонтов нижнего мела. После Абиха и до начала нашего



Фиг. 2. Бичесынское плато, хр. Ташлы-Сырт и за ним снежный конус Эльбруса. Рисунок И. И. Берсенева.

столетия целый ряд русских (С. Е. Симонович, Л. Ф. Бацевич, А. И. Со рокин, Н. И. Каракаш, А. А. Стоянов и др.) и иностранных (Е. Фавр, Л. Дрю) геологов занимались изучением отдельных вопросов, связан

ных с геологией района Кавказских Минеральных вод. Но систематические исследования района начинаются с 1907 г., когда Геологический комитет приступил к детальной съемкам этого района. При этом изучались главным образом территории курортов и их минеральные воды, в частности кисловодский нарзан.

В пределы исследованного района начал совершать отдельные маршруты А. П. Герасимов, установивший целый ряд фактов первостепенной важности для понимания его геологии.

С наибольшей широтой геологические исследования района развернулись после Октябрьской революции, примерно с 1925 г. А. П. Герасимов продолжил начатые исследования, причем они приобрели характер площадных съемок отдельных районов в бассейне среднего и верхнего течения р. Малки. Одновременно К. Н. Паффенгольцем [15] был исследован Малкинско-Муштинский гранитный массив. А. М. Овчинниковым проводилась региональная гидрогеологическая съемка.

Фиг. 3. Глубокое ущелье р. Малки, прорезающей Бичесынское плато. Склоны сложены гранитами. Рисунок И. И. Берсенева.

Несколько позднее, с 1930 г., С. П. Соловьевым были начаты исследования юго-восточнее нашего района, дающие, однако, очень много для познания его геологии [19, 20, 21].

В 1931 г. Т. А. Мордвилко разработала чрезвычайно детальную стратиграфию нижнего мела [13] окрестностей Кисловодска, базируясь на богатых сборах фауны. В то же время детальные исследования в районе Малкинского гранитного массива проводились Г. А. Ламбриановым, а тщательное изучение метаморфических сланцев древнего палеозоя в долинах Малки и Хасаута проведено Л. И. Пазюком [14]. Целый ряд исследователей изучал, кроме того, Малкинский серпентинитовый массив и малкинские железные руды основания юры. Многие работали в районе в связи с поисками и разведками различных полезных ископаемых (золота, железных руд, огнеупорных глин, угля, шеелита и др.).

Особенно большое значение для его познания имеют гидрогеологические исследования, проводившиеся многими исследователями в окрестностях Кисловодска, и в частности проходка глубоких буровых скважин.

СТРОЕНИЕ ПАЛЕЗОЙСКОГО ФУНДАМЕНТА РАЙОНА

В строении северного склона Кавказа в районе Кавказских Минеральных вод можно видеть черты, типичные для строения платформенных областей: тут имеются складчатое основание, сложенное сильно метаморфизованными породами, прорванными крупными интрузивными массивами, и залегающий на нем неметаморфизованный и нескладчатый покров, состоящий из сравнительно не мощной серии осадков. Фундамент сложен палеозойскими породами, а покров состоит из нижне-, средне- и верхнеюрских образований, нижнего и верхнего мела, а севернее описываемого района также и из палеогеновых и неогеновых пород.

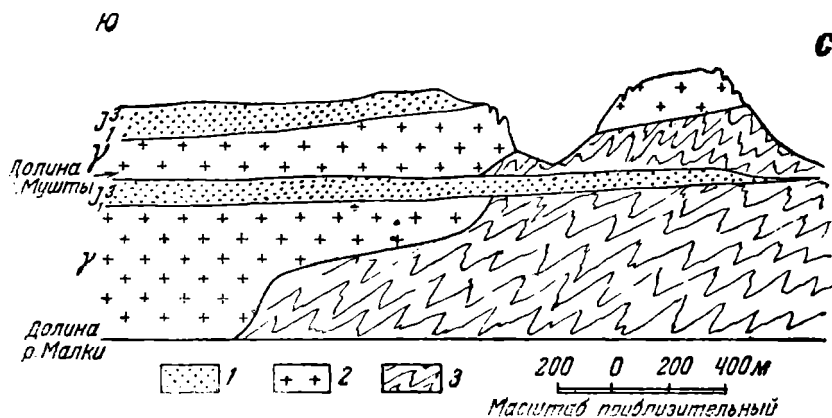
Самой древней толщей, принимающей участие в строении палеозойского фундамента, является мощная свита кристаллических сланцев, подробно изученная ранее А. П. Герасимовым [5, 6], Л. И. Пазюком [14] и при наших работах Д. С. Кизевальтером. Эти сланцы вскрыты по долине р. Малки в ее верховьях, по долине р. Тызыла в его среднем течении, в верховьях рек Хасаута и Эшкакона и на довольно широкой площади в районе слияния рек Мушты, Хасаута и Малки. Видимо, эти же сланцы (как показывает микроскопическое изучение образцов из кернов) слагают основание титона севернее в районе г. Кисловодска, где они вскрыты рядом буровых скважин.

Согласно описанию Д. С. Кизевальтера, сланцы представляют довольно однообразное переслаивание светлосерых, зеленоватых и буросерых и мелкозернистых пород, часто с ярко выраженной сланцеватой текстурой, содержащих пласты черных сланцев и менее рассланцованных темносерых диабазов, а также небольшие тела интрузивных гипабиссальных пород (диабазов, диабазовых порфиритов, плагиоклазовых порфиритов, плагиоклазитов). Среди сланцев преобладающую роль играют хлоритово-альбитовые и слюдяно-хлоритовые сланцы с бластопорфировой структурой. Кроме того, развиты серицитовые, филлитовые, кварцево-альбитовые, альбитово-биотитово-хлоритовые, кварцево-мусковитовые, гранато-мусковитовые сланцы и инъекционные сланцы, рассланцованные эффузивы типа порфиритов и кварцевых порфиритов и другие породы.

Интересно нахождение пласта лавобрекчий до 50 м мощностью, хорошо сохранивших первоначальный облик. Они состоят из слабо рассланцеванной серицитовой массы, включающей крупные глыбы и куски гранофировых плагиоклазитов (до 1 м в поперечнике).

На основе микроскопических и полевых исследований, а также химических анализов Д. С. Кизевальтер приходит к выводу о первоначально, несомненно, вулканическом происхождении этой толщи с преобладанием в качестве исходных пород альбитофиров, кварцевых порфи-

ров и их туфов, с отдельными пачками агломератов, туфопесчаников и туфосланцев, а также многочисленными пластовыми интрузиями плагио-оклазита, диабазов и порфириров, сингенетичных образованию толщи. Общая мощность толщи по разрезу р. Малки определяется им в 3,5 тыс. м.



Фиг. 4. Схема соотношений гранитов с древнепалеозойскими сланцами в долинах рек Малки и Мушты (в перспективе).

1—песчаники лейаса; 2—граниты; 3—сланцы.

Сланцы прорваны крупными телами красных гранитов и гранодиоритов, образующих Малкинско-Муштинский гранитный массив на юге и Эшкаконско-Аликоновский на севере.

Контакт гранитов Малкинско-Муштинского массива со сланцами, прекрасно обнаженный в ряде мест, имеет явно пирогенный характер. К северу интрузия утоняется и глубокие долины рек вскрывают ее сланцевую постель (фиг. 4).

Метаморфизирующее влияние гранитов на сланцы очень значительно. Иногда, как, например, на левом берегу Малки, граниты, у контакта переходящие в лейкократовую крупнозернистую разновидность, содержат множество ксенолитов, вытянутых лент и пачек более или менее ассимилированных сланцев. С другой стороны, в приконтактной полосе, шириной до 1 км, сланцы очень сильно изменены, инфильтрованы полевошпатовыми жилками и местами



Фиг. 5. Ущелье р. Харбаза в гранитах. Рисунок И. И. Берсенева.

приобретают облик гнейсов и мигматитов (фиг. 5).

По возрасту А. П. Герасимов относит толщу этих метаморфических сланцев, основываясь на их большем метаморфизме, по сравнению с верхним силуром, к верхнему докембрию. Принимая во внимание то обстоятельство, что степень метаморфизма является весьма ненадежным фактором определения возраста, мы вместе с Д. С. Кизевальтером, сле-

дую за В. Н. Робинсоном, относим толщу сланцев, на основе ее сходства с кембро-силурийскими породами верховьев рек Лабы и Белой, к древнему палеозою. Согласно сообщению Д. С. Кизевальтера, работами Северокавказского геологического управления в 1942 г. в бассейне рек Кефара и Урупа установлено согласное налегание толщи сходных с описанными кристаллических сланцев на известняки с фауной среднего (или верхнего) кембрия. Это само собой делает еще более вероятным древнепалеозойский возраст нашей толщи.

Севернее толщи древнепалеозойских сланцев, непосредственно соприкасаясь с ними, проходит полоса верхнесилурийских пород, существование которой установлено А. П. Герасимовым еще в 1915 г. Породы эти можно подразделить на две свиты: нижнюю, состоящую из сравнительно слабо метаморфизованных аркозовых слоистых песчаников и кварцитов, с прослойками мелкогалечниковых конгломератов, и верхнюю, состоящую из глинистых и серицито-хлоритовых сланцев с прослоями и линзами известняков и мраморов. Мощность первой достигает 1200 м, второй — более 300 м. Свиты связаны совершенно постепенным переходом. Возраст верхней свиты точно определяется находками ископаемых: ортоцератитов, трилобитов, брахиопод, кораллов, список которых приводится А. П. Герасимовым [6, 7]. Ископаемые позволяют отнести толщу к самым верхним горизонтам верхнего силура и даже к горизонтам, переходным к нижнему девону. Возраст нижней свиты определяется условно, по соотношению с верхней, — ее можно отнести к середине или низам верхнего силура.

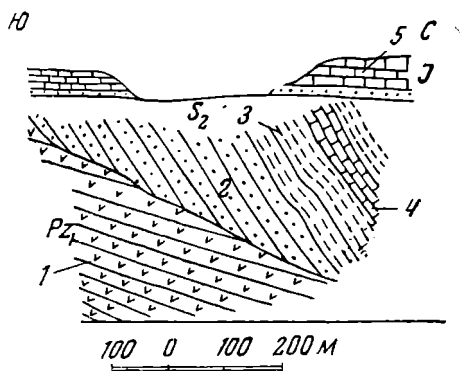
Истинное соотношение верхнего силура с толщей древнепалеозойских сланцев, к сожалению, нигде не устанавливается. Наблюдаемый контакт между ними имеет тектонический характер и представляет надрыв с плоскостью, наклоненной круто к северу, по которому силурийские породы надвинуты на более древние сланцы (фиг. 6).

Верхнесилурийские породы прорваны интрузией ультраосновных пород, образующих крупный Малкинский серпентинитовый массив (12—14 км в широтном направлении).

Серпентиниты возникли вследствие неполной серпентинизации гарцбургитов (или лерцолитов) по Н. К. Мхитарову. Возраст этих пород определяется как послесилурийский, причем А. П. Герасимов и большинство других исследователей считают их каледонскими. Н. Е. Ефремов [9], на основании указаний Г. П. Агалина о серпентинитах, прорывающих палеозойские породы в верховьях Кубани, связывает их образование с герцинской эпохой складчатости.

Так же неопределенно решается вопрос о возрасте вышеупомянутых гранитов. В районе сел. Хасаут нами установлена дайка гранит-порфира (очевидно, апофиза гранитного массива), секущая как древнепалеозойские сланцы, так и кварциты верхнего силура. Следовательно, возраст гранитов тоже послевеерхнесилурийский, повидимому, скорее всего каледонский, но, может быть, и герцинский.

В южной части района, слагая хр. Ташлы-Сырт, выходят породы



Фиг. 6. Схема соотношений верхнего силура и древнего палеозоя по надвигу в долине р. Малки.

1—древний палеозой; 2—кварциты верхнего силура; 3—сланцы верхнего силура; 4—известняки верхнего силура; 5—юра.

карбона. Они образуют широтную полосу и на севере соприкасаются с древнепалеозойскими сланцами по нальвику, по которому нальвинуты на них (с юга на север). Согласно наиболее новым данным М. В. Гзовского и Л. С. Кизевальтера [8], карбон здесь можно подразделить на следующие свиты: толщу темных кремнистых сланцев мощностью 450 м и толщу туфов, кремнистых сланцев с прослоями конгломератов и двумя покровами порфиритов, заканчивающихся темнокрасными граувакками. Эти две толщи развиты на горе Кара-Кая, восточнее описываемого района. Выше идет (уже в нашем районе) толща известняков с прослоями конгломератов и песчаников, мощностью до 90 м. Над ней располагается снова толща кремнистых сланцев около 100 м мощностью. Наконец, несогласно на них налегает порфиритовая толща, слагающая вершину горы Сурх. Комплекс этих пород (кроме верхних порфиритов) представляется сходным с нижней метаморфической свитой карбона в бассейне рек Малой Лабы и Кубани, относимой В. Н. Робинсоном [18], к нижнему карбону, а также сходным с «тырныавзской» свитой в бассейне р. Баксана, в известняках основания которой С. П. Соловьевым найдена фауна нижнего карбона (или верхнего девона) [23].

Каменноугольный возраст этих пород уже давно был определен А. В. Хабаковым по радиоляриям [27].

Тектоника складчатого фундамента района очень сложна. Отдельные структурные элементы его прекрасно выступают по крутым склонам глубоких долин, в особенности Малки, Мушты и Хасаута. Другие, появляясь на небольших площадках из-под мезозойского покрова, позволяют нам восстановить части или фрагменты структур, которые мы можем предположительно связывать с точно установленными. Но для значительной части района, прикрытой мезозоем, мы можем только строить более или менее вероятные предположения о строении фундамента, исходя из имеющихся фактов.

Важнейшим или основным структурным элементом, хорошо вскрытым эрозией в палеозойском фундаменте, является крупная антиклинальная структура, сложенная древнепалеозойскими кристаллическими сланцами и имеющая в общем запад-северо-западное (290—305°) простирание. Она устанавливается совершенно отчетливо по углам падения, измеренным по слоистости в сланцах. К северу от почти широтной линии падения от горы Кара-Тюбе к западному окончанию плато Канджала падение сланцев направлено на север к югу от этой линии — на юг. Гранитный массив Малки и Мушты прорывает, таким образом, южное крыло этой антиклинали, недалеко от ее сводовой части. На правом склоне р. Малки в сланцах обнаруживается почти восточное направление падения, сменяющееся севернее северо-восточным, а южнее — юго-восточным. Здесь мы имеем некоторый изгиб в простирании северного крыла, возможно отражающий частное погружение этой структуры на восток. Юго-восточнее в бассейне Тызыла простирание вновь становится западным, и к востоку от Канджала хорошо виден антиклинальный перегиб.

В северном крыле антиклинали преобладают углы падения около 30°. В сводовой части ее слои залегают почти горизонтально и затем перегибаются к югу и имеют преобладающие наклоны в 40—60°. Южное крыло, таким образом, круче северного.

В целом складка слегка погружается к юго-востоку, что можно видеть, прослеживая слои у ее шарнира.

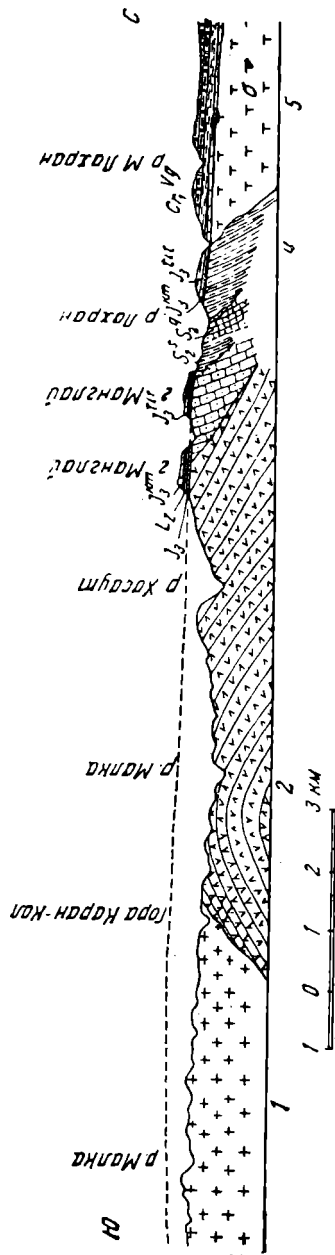
К югу от гранитного массива, в верховьях р. Малки можно видеть продолжение южного крыла антиклинали, затем недалеко от хр. Ташлы-Сырт слои образуют синклинальный перегиб, за которым следует вторая антиклиналь, параллельная главной, но значительно меньших размеров.

Северное крыло антиклинали в низовьях р. Хасаут осложнено мелкими вторичными складками. Ниже устья р. Хасаут в нем наблюдаются редкие флексуобразные изгибы с падением слоев до 80—90°.

Красные граниты, прорывающие южное крыло антиклинали, представляют частью согласную со сланцами интрузию. В ущельях Малки и Мушты видно, как сланцы этого крыла уходят (см. фиг. 4) под граниты, контактирующие с ними по довольно пологой поверхности. Южнее же, выше по Малке и ее притоку Харбазу, видно, как у южного края массива граниты круто погружаются под сланцы.

К северу от охарактеризованной антиклинальной структуры древнепалеозойских сланцев располагается область выходов верхнего силура. Соприкосновение последнего с древнепалеозойскими сланцами происходит по довольно пологой поверхности надвига (40—45°), наклоненной к северу (см. фиг. 6). Круто стоящие песчаники верхнего силура иногда головами пластов соприкасаются по этой поверхности с более полого залегающими кристаллическими сланцами. Д. С. Кизевальтер описывает в контактах вдоль надвига тектонические брекчии и даже настоящие очковые милониты. Верхнесилурийские породы наклонены в общем к северо-востоку и северу, и, таким образом, тоже участвуют в строении северного крыла основной антиклинали. Надвиг осложняет строение этого крыла. Внутри толщи силура можно видеть еще ряд надвигов меньшего масштаба, связанных, вероятно, с разнородностью литологического состава толщи сланцев и известняков. Осложняющие их мелкие складки опрокинуты к юго-западу и разорваны надвигами, пачки известняков разорваны и зажаты в толще разлитованных сланцев. Отдельные глыбы известняков, надвинутые на нижележащие породы вплоть до песчаников, образуют настоящие тектонические отторженцы. Кроме того, силурийские породы разбиты поперечными разломами, вероятно, сдвигами, на несколько блоков, в которых имеют немного различное простирание (фиг. 7).

Как уже упоминалось, в скважинах в районе г. Кисловодска под мезозойскими породами вскрыты кристаллические сланцы, аналогичные древнепалеозойским сланцам Малки и Хасаута, прорванные, как это видно, другим крупным гранитным массивом — Эшқаконским, сходным



Фиг. 7. Основные структурные элементы палеозойского фундамента в разрезе.

1—граниты Маклинско-Муштинского массива; 2—антиклиналь кристаллических сланцев древнего палеозоя; 3—песчаники верхнего силура; 4—филлиты и известняки верхнего силура; 5—серпентиниты. Почти горизонтально лежат юра и нижний мел.

е Малкинско-Муштинским. Выходы части этого массива на поверхность мы видим в долинах Эшкакона и Аликоновки. Следует, между прочим, отметить, что среди гранитов Эшкакона зажата целая пачка кристаллических сланцев, подобных малкинским. в несколько десятков метров мощностью, что подтверждает, что граниты внедрены здесь в такие же сланцы.

Таким образом, верхнесилурийские породы заключены между двумя полосами более древних кристаллических сланцев. Они выполняют, следовательно, синклиналию структуру между ними. К сожалению, северное крыло и осевая часть ее недоступны для исследования, и строение силурийских пород неизвестно. Серпентинитовый массив, вероятно, располагается в ее южном крыле. Возраст этих структур, во всяком случае, послесилурийский. Скорее всего, частично каледонский, хотя, вероятно, окончательное формирование их герцинское.

Южнее описанной крупной основной антиклинали в районе хр. Ташлы-Сырт располагается вторая синклиналия структура, выполненная карбоном и осложненная дополнительной складчатостью. Карбон с кристаллическими сланцами сопрягается также по надвигу, по котопому, видимо, надвинут на север. Возраст этих складок уже, несомненно, герцинский, что и позволяет ставить вопрос о герцинском возрасте всех структур.

РЕЛЬЕФ ПАЛЕЗОЙСКОГО ОСНОВАНИЯ

Рассматривая карту подземного рельефа палеозойского основания (фиг. 8), легко видеть, что поверхность этого дислоцированного основания хотя и является довольно ровным ложем для спокойно налетающих на нее мезозойских пород, но не может быть охарактеризована как совершенно плоская или однообразно наклонная в одном направлении. Эта поверхность имеет, прежде всего, общий наклон к северу в западной части района и к северо-востоку и почти к востоку в восточной. Между этими направлениями наклона почти прямой угол. В центральной части района намечается, таким образом, довольно резкий перегиб этой поверхности на фоне общего ее погружения в северном и северо-восточном направлениях.

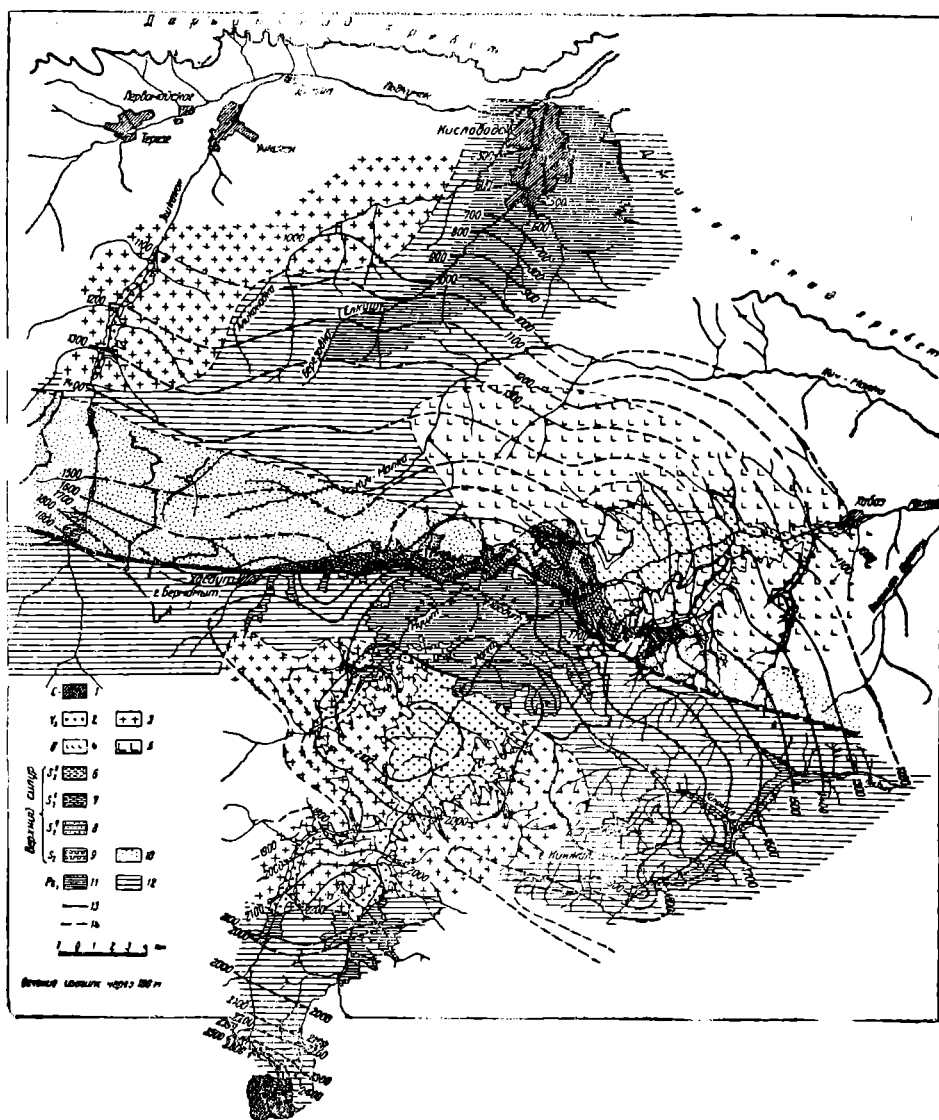
Помимо общего перегиба поверхности, в ее рельефе можно наметить целый ряд хотя и пологих, но все же вполне определенных выступов и впадин.

Наиболее местным и крупным выступом рельефа, который можно назвать осевым валом, является тот, который совпадает по положению своей центральной части примерно с Малкинско-Муштинским гранитным массивом. Этот выступ имеет форму широкого вала, вытянутого с запад-северо-запада на восток-юго-восток примерно вдоль простираения палеозойской антиклинали, но несколько южнее нее.

В наиболее приподнятой сводовой части, сложенной гранитами, кровля вала имеет почти округлую форму, причем достигает отметок 2000—2100 м. Юго-западный склон его несколько круче северо-восточного. Последний в средней части образует подобие полого-плоского выступа к северо-востоку. Этот дополнительный выступ совпадает в своем развитии с нижним течением рек Мушты и Хасаута и горой Манглай. Далее склоны этого выступа начинают более круто погружаться к северо-западу, северу и северо-востоку, так что в целом он образует род пологого полукуполола.

Необходимо отметить, что общий перегиб поверхности древнего фундамента, о котором говорилось выше, как раз, повидимому, совпадает с продолжением этого выступа, который приурочивается как бы к замку этого перегиба, а весь Малкинско-Муштинский вал с его северным выступом располагается в пространстве между крыльями этого перегиба.

В направлении длинной оси с запад-северо-запада на восток-юго-восток Малкинско-Муштинский вал снижается в обе стороны чрезвычайно постепенно, достигая с одной стороны района горы Бермамыт, с другой — долины р. Тызыла. Правильная овальная его форма наруша-



Фиг. 8. Карта подземного рельефа и геологическая карта поверхности палеозойского основания южной части Минераловодского района. Составлена на основании естественных обнажений и данных буровых свяжин И. И. Берсеневым, В. А. Гребенниковым Д. С. Кизевальтером, и М. В. Муратовым, 1910 г.

1—карбон; 2—граниты красные; 3—то же предположительно; 4—серпентиниты; 5—то же предположительно; верхний силур: 6—филлиты, 7—известняки, 8—кварциты; 9—нерасчлененные силурийские отложения; 10—то же предположительно; 11—метаморфические сланцы нижнего палеозоя (?); 12—то же предположительно; 13—изогипсы подошвы мезозойских отложений; 14—то же предположительно. Сечение изогипсов через 60 м.

ется упомянутым дополнительным выступом к северу. На северо-запад, за горой Бермамыт, в верховьях р. Эшкакона намечается его продолжение в виде более узкого и удлиненного поднятия палеозойского фундамента, уходящего далее за пределы исследованного района.

К югу от описанного вала, отделяясь от него сравнительно узким прогибом, располагается второй выступ в рельефе древнего фундамента. Он имеет меньшие размеры, хотя его кровля достигает большей высоты — более 2200 м. Склоны этого выступа, приуроченного к водоразделу Малки и Харбаза, довольно крутые как северный, так и южный. Угол наклона поверхности рельефа достигает в них 10°.

Повидимому, этот выступ также представляет по форме удлиненный вал, примерно параллельный первому, хотя его северо-западная и юго-восточная оконечности нам неизвестны. Выраженная на карте (см. фиг. 8) северо-восточная ориентировка касается скорее всего только его наиболее возвышенной части и не сказывается на общем протяжении вала.

Между обеими описанными возвышенностями в рельефе фундамента располагается прогиб, точнее говоря, намечается два прогиба, разделенных поперечной перемычкой — седловиной. Последняя представляет наиболее приподнятую и узкую часть в системе этих впадин. Как раз область этой седловины и попадает на нашу карту, располагаясь в районе впадения в Малку р. Харбаза. Впадины же намечаются одна северо-западнее, а другая юго-восточнее нее.

Южнее Харбазского выступа, между ним и хр. Ташлы-Сырт (сложенным карбоном), где палеозойский фундамент высоко приподнят на поверхность (более 2600 м), проходит второй, более широкий прогиб с крутыми склонами, возможно, также разделяющийся на две впадины. Мы не располагаем данными для суждения об его строении.

В общем, не считая возвышенности Ташлы-Сырт, в рельефе фундамента намечается два вала и два прогиба, примерно параллельных и вытянутых в согласии с простиранием пород.

Помимо этих основных форм рельефа древнего фундамента, на склонах их намечаются второстепенные, более мелкие неровности. Последние наиболее отчетливо выражены на северном склоне Малкинско-Муштинского вала в виде поперечных ложбин. Из них самая восточная, довольно резко выраженная изгибом горизонталей, примерно совпадает с долиной р. Гедмыша (правый приток р. Малки). Вторая, более широкая, намечается западнее, по долине р. Большой Лахран (левый приток р. Малки). Третья, еще более широкая и глубокая, находится несколько восточнее сел. Хасаута и прекрасно заметна, если ехать здесь вдоль долины Хасаута, по погружению подошвы нижнеюрских песчаников к дну долины и затем по новому их поднятию. Наконец, последняя, четвертая, поперечная ложбина едва заметно отражается в районе горы Бермамыт.

Происхождение описанного рельефа фундамента, вероятно, достаточно сложно. Несомненно, общее выравнивание его связано с эрозионными процессами и отчасти, может быть, с абразией. После выравнивания его и до отложения верхнелейасовых песчаников рельеф этот долгое время был ареной процессов выветривания в условиях земной поверхности. На это указывает сохранившаяся местами под мезозойскими осадками кора выветривания гранитов и серпентинитов. Первая представляет собой сильно каолинизированные породы, переходящие в совершенно разрушенные граниты. Кора выветривания ультраосновных пород имеет более сложный характер и толщину в среднем 20—30 м, достигая иногда мощности 60 м. Она состоит из карбонатизированных, окремненных и фишашково-зеленых осветленных серпентинитов; пронизана многочисленными жилками карбонатов (кальцита, доломита, магнезита). Частью серпентинит замещен карбонатами, халцедоном и опалом, а также сверху пропитан гидроокислами железа. Эту зону нередко прикрывает у поверхности железистая корка, состоящая из охристых гидрогематитовых и гидрогетитовых руд с примесью хрома и никеля.

На выравненную и выветрелую поверхность палеозойских пород отложились осадки верхнего лейаса или других более высоких горизонтов юры.

Таким образом, процессы выравнивания и выветривания могли происходить в течение достаточно длительного периода — начиная с конца перми или с конца триаса и до середины верхнего лейаса. Они сопровождались, вероятно, выработкой какого-то эрозионного рельефа, следы которого, возможно, мы и видим в некоторой части поперечных ложбин. В основном же описанный рельеф создан, должно быть, много позже, в связи с чисто тектоническими процессами общего формирования структуры центральной части северного склона Кавказа.

Это следует из того, что покрывающие фундамент осадочные породы изогнуты в соответствии с рельефом этого фундамента. И только некоторые поперечные и мелкие ложбины не ощущаются в структурах более высоких горизонтов. Это и дает нам право считать вероятным эрозионное происхождение ложбин. Валы же и разделяющие их впадины представляют, очевидно, продукт процессов складкообразования, проявившихся в фундаменте в форме пологих изгибов его поверхности. Крупные ложбины также связаны с изгибами и разломами земной коры.

КОМПЛЕКСЫ МЕЗОЗОЙСКОГО ПОКРОВА

Резко несогласно на поверхность палеозойского фундамента налегает довольно мощный местами покров мезозойских отложений. Он залегает чрезвычайно спокойно, с очень небольшими углами падения слоев. В строении этого слабо дислоцированного покрова в пределах описываемого района можно наметить четыре различные по составу пачки пород, разделенные трансгрессивным контактом, поверхностью размыта и небольшим угловым несогласием. Каждая из них представляет самостоятельный комплекс и связана с определенным обособленным этапом геологического развития района. Нижним комплексом является толща нижнеюрских отложений, залегающих на палеозойском фундаменте. Второй отделен от него легким несогласием и включает среднеюрские породы. Следующий отделен от первых двух хорошо выраженным несогласием и обнимает породы нижних горизонтов верхней кры — келловей, оксфорд, лузитан и кимеридж. Наконец, верхний, не так заметно отделенный от предыдущего, начинается титоном и включает весь нижний мел.

Кроме того, намечается пятый комплекс, также отделенный от предыдущего несогласием и разрывом, — верхнемеловой. Последнего мы касаться не будем, поскольку он, вместе с вышележащими, не являлся объектом наших исследований.

Рассмотрим далее каждый из перечисленных комплексов (кроме верхнемелового) в отдельности.

Строение комплекса нижнеюрских отложений

Самым древним горизонтом лейасовых отложений, развитых в районе, надо считать малкинскую рудную толщу, залегающую прямо на серпентинитах палеозоя и их коре выветривания. Это горизонт железных руд, обычно оолитовой текстуры, реже полосчатой или массивной, близких по своему характеру к халиловским. Ведущую роль в минеральном составе этих руд играют гидроокислы железа, а также магнетит, гематит, сидерит и железистые хлориты.

В рудах содержится значительная примесь хрома и никеля. Не касаясь описания месторождений этих руд, чему посвящены уже многие специальные работы [24 и др.], отметим только, что мощность рудной

толщи достигает 6—10 м, а в отдельных случаях и многих десятков метров. Залегают толща, приурочиваясь к небольшим западинкам на поверхности серпентинитового массива. По происхождению руды связаны с перетолжением в озерных котловинах продуктов выветривания серпентинитов. Возраст рудной толщи определяется как доверхнелейасовый, так как непосредственно на нее налегают тоарские песчаники. Утверждение С. М. Андропова и Н. С. Ильиной [1] об ааленском возрасте толщи является совершенно необоснованным и не соответствующим действительности.

На горизонт железных руд или в большей части района прямо на палеозойские породы фундамента налегает толща песчано-глинистых пород тоарского яруса. Возраст их установлен А. П. Герасимовым [6] на основе собранных им растительных остатков, определенных А. Ф. Лесниковой [10]. Подтверждением лейасового возраста этих пород служит установленное нами наличие ааленских отложений, залегающих поверх них.

Описываемая толща характеризуется довольно значительными изменениями характера слагающих ее пород и мощности. Толща эта распространена между подножием хр. Ташлы-Сырт на юге и линией, соединяющей нижнее течение Эшкакона (точку километрах в 7—8 от устья) с районом устья Большого Лахрана, у впадения его в р. Малку, и далее со средним течением р. Гедмыша. К северо-востоку от этой линии тоарские породы отсутствуют, что можно наблюдать по естественным обнажениям и подтверждается буровыми скважинами в Кисловодске (фиг. 9).

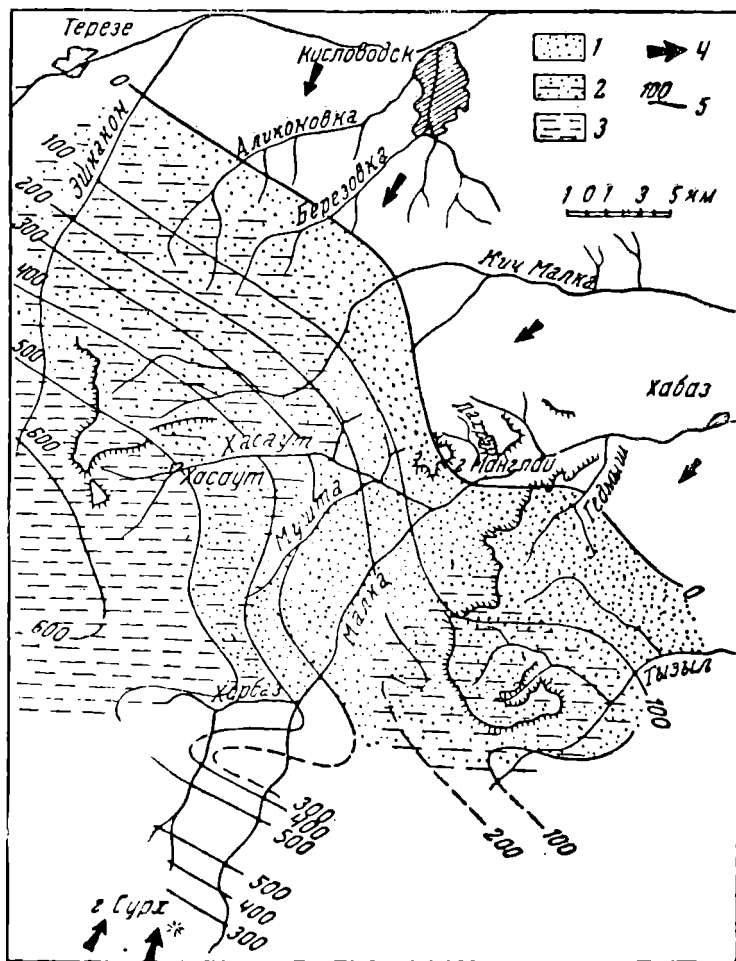
Непосредственно к юго-западу от этой линии тоарские породы представлены очень небольшой по мощности пачкой, преимущественно песчаников, не превышающей нескольких десятков метров. Песчаники, обычно кварцевые, средне- и грубозернистые, косослоистые, нередко содержат небольшие прослои мелкогалечниковых конгломератов и кварцевой гальки, причем обычно не в самом основании толщи, а несколько выше. Прослои глинистых пород здесь очень невелики по мощности и содержат незначительные линзы и прослои ископаемого угля (Эшкакон, Кич-Малка).

При удалении от упомянутой линии в юго-западном направлении, т.е. вверх по Малке, Хасауту и Эшкакону, мощность толщи постепенно возрастает, достигая 200—400 м. Вместе с тем в толще уменьшается роль песчаников и, наоборот, сильно увеличивается мощность глинистых прослоев. Глины эти обычно темные, нередко углистые, содержат небольшие прослои угля.

В районе сел. Хасаута, где толща имеет около 450 м мощности, в нижней ее части преобладают песчаники с прослоями мелкогалечниковых конгломератов. Выше преобладают глинистые породы и вверху — снова песчаники. В центральной части полосы своего распространения, на юго-западе описываемого района, в верховьях Эшкакона и южнее, в районе Бичесынского плато, толща достигает еще большей мощности (550—600 м). При этом в составе ее здесь сильно преобладают глины, песчаники же играют совершенно подчиненную роль. Наоборот, восточнее, в области Малкинско-Муктинского гранитного массива, на широкой площади по р. Малке и в низовьях Харбаза преобладающую роль играют довольно мощные косослоистые песчаники с прослоями глин.

В области выступа древнего фундамента осадки образовывались, следовательно, песчаные, а в области соседней впадины — более глинистые. У южного края их распространения, у подножья хр. Ташлы-Сырт, толща имеет характер чередования песчаников и аргиллитов. При этом у самой границы их в основании появляется мощная пачка конгломератов из хорошо окатанных галек, преимущественно мелких, но с

примесью крупных, и даже отдельных глыб до 0,5—1 м в поперечнике. Гальки и глыбы состоят из обломков порфиров, кремнистых сланцев, хлоритовых сланцев, кварца, яшм, кристаллических известняков и других палеозойских пород, сносившихся, очевидно, с юга из области распространения карбона и других пород Главного хребта. Такой характер расположения фаций, видимо, указывает на то, что описанная полоса



Фиг. 9. Карта фаций и мощностей верхнего лейаса южной части района Кавказских Минеральных вод. Составили И. И. Берсенов, М. В. Муратов и Г. И. Раскатов, 1944 г.

1—песчаники; 2—песчаники и глины; 3—глин. с прослоями песчаников;
 4—направление сноса обломочного материала; 5—изолинии мощности через 100 м.

верхнелейасовых пород, которую мы рассматриваем, пересекая ее поперек, представляет естественную, сохранившуюся область накопления верхнелейасовых осадков. Вероятно, она представляла во время образования этих осадков сравнительно неширокий прогиб, вытянутый вдоль оси Кавказа.

В пределах нашего района мы имеем небольшой участок этой полосы. На юге мы находимся, видимо, очень близко от естественной границы этого прогиба. Появление здесь конгломератов, видимо, указывает на близость границы раздела между областью накопления осадков и

областью их сноса. На севере этой границы мы не видим, и можно думать, что область накопления осадков (т. е. край впадины) располагался несколько севернее современной границы распространения тоарских песчаников. Современная граница их распространения и уменьшение мощности к северу обусловлено срезанием верхнеюрского времени. Все же, однако, увеличение песчаности тоарских отложений в этом направлении, несомненно, показывает, что граница области сноса располагалась на севере весьма близко и принос материала для накопления толщи шел с севера (так же как и с юга). Преобладание песчаников в разрезах в районе Малкинско-Муштинского гранитного массива (т. е. в середине верхнелейасовой полсы) объясняется, видимо, тем, что здесь в области сводового поднятия палеозойского фундамента развиты в основном нижние песчаниковые горизонты, а средние и верхние срезаны вышележающими отложениями ааленского яруса.

Однако нельзя не отметить, что в ряде мест по соседству, во впадинах фундамента, в нижних горизонтах толщи констатировались глинистые прослой с углем или частое чередование песчаников и глин. Следовательно, полное отсутствие глин не может считаться свойственным нижним горизонтам толщи, и приходится признать, что эти песчаные фации находятся в связи с выступом фундамента и, следовательно, с возвышенностью на дне верхнелейасовой впадины, уже существовавшей в эту эпоху.

По условиям залегания верхнелейасовые породы образуют ряд пологих складок, ориентированных в общем в северо-западном направлении. Складки эти за немногими исключениями имеют очень пологие углы падения и в своей ориентировке полностью совпадают с ориентировкой выступов и впадин древнего основания.

В общем можно наметить систему из двух антиклинальных и двух синклиналиных складок. Самой южной из них является синклиналь, прослеживающаяся на участке между хр. Ташлы-Сырт и Харбазским выступом фундамента и соответствующая по своему положению с описанной выше впадиной.

Южное крыло этой складки у подножья хр. Ташлы-Сырт (в частности у его восточной вершины — горы Сурх) очень крутое. Слои основания лейаса здесь вздыблены и стоят близ контакта с карбоном почти на головах. При удалении от контакта слои очень быстро выполаживаются и уже в нескольких стах метрах имеют наклон в $25-30^\circ$. Далее падение становится еще более пологим, доходя до $5-8^\circ$. На фоне общего выполаживания залегание пород описываемого крыла осложняется более мелкими нарушениями. Последние прекрасно видны в сплошном разрезе левого обрыва р. Малки, в 1,5—2 км от подножья горы Сурх. Здесь в обрыве высотой до 400 м наглядно виден (фиг. 10) ряд довольно крутых складок, крылья которых разбиты продольными сбросами и осложнены мелкой гофрировкой.

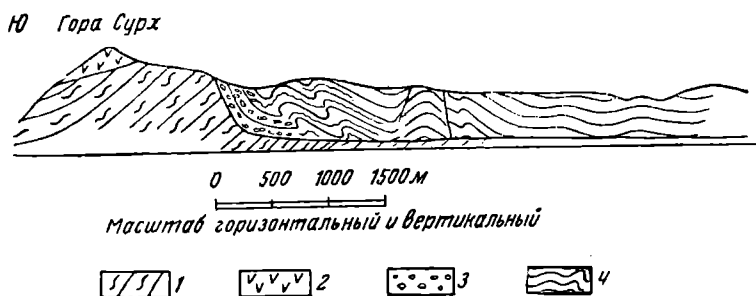
Эти мелкие нарушения нам представляется возможным рассматривать как гравитационные складки, получившиеся при общем воздымании в районе Ташлы-Сырты палеозойского основания. При этом в результате поднятий последнего лейассвый покров оказался приподнятым, задраным кверху и, вследствие значительного веса пород и недостаточного сцепления с основанием, начал соскальзывать вниз по этому основанию, одновременно сминаясь, вследствие пластичности глинистых прослоев, в мелкие складки.

Северное крыло синклинали, сначала тоже очень пологое, затем становится круче, доходя до $20-25^\circ$ близ края, в районе гранитного массива в долине Харбаза. Дно синклинали, довольно широкое и плоское при крутых крыльях, придает ей характерную форму в разрезе. Примерно в средней части, в районе горы Тузлук, складка осложнена второ-

степенной антиклиналью, которая разбивает складку на две мульды второго порядка. Антиклиналь эта, по данным М. В. Гзовского, разбита в сводовой части двумя сбросами, придающими ей характер небольшой горста [8].

Севернее располагается очень пологий антиклинальный перегиб, совпадающий по своему положению с Харбазским выступом фундамента. Шарнир этого перегиба несколько погружается к запад-северо-западу. За ним располагается вторая обширная синклиналь, выполненная лейасом. Синклиналь эта чрезвычайно пологая и, видимо, осложнена в средней части рядом очень пологих второстепенных изгибов, углы падения в которых 1—3°.

К юго-востоку синклиналь сильно сужается, и вместе с тем крылья ее делаются значительно круче. Осевая часть ее примерно совпадает с широтным отрезком долины Харбаза. Здесь верхнелейасовые породы



Фиг. 10. Схема складок в нижнеюрских отложениях на левом обрыве р. Малки под горой Сурх.

1—глинистые сланцы и туфы нижнего карбона; 2—порфириды карбона; 3—верхнелейасовые конгломераты, песчаники; 4—верхнелейасовые сланцы.

залегают прямо на гранитах. В южном крыле углы падения достигают 10—15°, а в северном доходят до 65—70° (к югу) близ контакта с гранитами. Здесь мы имеем дело с таким же явлением вздыбливания слоев и задирания крыла структуры, какое было выше отмечено для подножья горы Сурх. Это видно из того, что уже в 1 км от места их крутого залегания, вниз по падению, породы выполаживаются до 7°. Явление это, так же как и там, связано с вертикальным воздыманием подстилающего фундамента, в данном случае, очевидно, с поднятием Малкинско-Муштинского вала, с крылом которого оно связано.

Из этих фактов можно сделать вывод, что, хотя это поднятие уже намечалось в эпоху отложения верхнелейасовых пород, о чем свидетельствует переход их в песчаники над этим выступом, но подвижки и окончательное воздымание вала происходили позже, после верхнего лейаса.

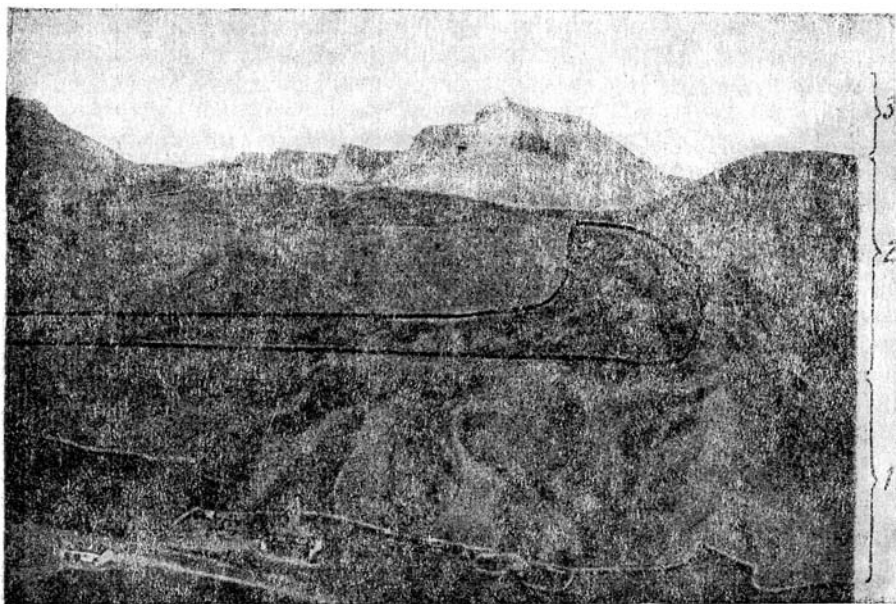
Облекающие его лейасовые породы на северном крыле близ осевой части вала падают под углами до 55° на север, далее к северу быстро выполаживаясь. Шарнир антиклинали лейаса в соответствии с общим погружением вала к запад-северо-западу также погружается в этом направлении. Далее в верховьях Эшкакона происходит новое поднятие шарнира.

Лейасовые породы, залегающие севернее этой антиклинали, по существу слагают ее пологое северное крыло, с падением на север, северо-восток и восток-северо-восток. Эти наклоны в большей части района нарушены лишь легкими изгибами, имеющими местный характер и не-

редко связанными с неровностями подошвы. И только в верховьях рек Хасаута и Эшкакона верхнелейасовые породы испытывают более сложные нарушения. Последние связаны здесь с многочисленными интрузиями порфиритов, внедрившихся в толщу глин и песчаников лейаса.

Нами описано 22 отдельных интрузивных массива этих пород, кроме того, о присутствии еще двух на глубине можно предполагать, исходя из наличия в долине Хасаута и балке Оздагалы-Кол метаморфизованных песчаников лейаса, вероятно, в связи со скрытыми здесь интрузиями.

Все массивы порфиритов тесно связаны друг с другом, имеют близкий петрографический состав и составляют в общем одно семейство. По составу они должны быть отнесены главным образом к плагиоклазовым (андезин № 30—40 во вкрапленниках) диорит-порфиритам.



Фиг. 11. Левый склон долины р. Хасаута, в котором видна форма порфиритовой интрузии (обведена чертой).

1—кристаллические сланцы древнего палеозоя; 2—песчаники верхнего лейаса, вмещающие порфиритовую интрузию; 3—обрыв верхнеюрских известняков Скалистого хребта.

Наиболее крупный массив располагается в верховьях Эшкакона и представляет интрузивное тело более 10 км в длину и около 300 м в толщину, в средней части полого погружающееся в северо-западном направлении. Эта интрузия пересечена несколькими крупными секущими телами второй генерации, вроде штоков и даек. К югу от нее располагается несколько меньших размеров интрузии, а затем округлый штокообразный массив, слагающий остроконечную гору Мамычар. К юго-востоку от этих крупных массивов располагаются около двух десятков мелких интрузивных тел, внедрившихся со стороны главных, т. е. с северо-запада на юго-восток, и являющихся их сателлитами. Это в большинстве пластообразные и линзовидные тела — силлы, косо секущие осадочные породы и залегающие очень полого. Очень любопытно окончание многих из этих тел. Заканчиваясь, они сильно утолщаются и образуют подобие валов или куполов (фиг. 11) в несколько сот метров высотой (при толщине пластового тела в 20—30 м). Эти валы приподнимают кверху покрывающие их породы наподобие антиклиналей, разби-

тых сбросами.¹ Повидимому, эти вздутия или купола представляют собой начальные стадии формирования типичных лакколлитов.

Метаморфизующее влияние порфиритовых интрузий на вмещающие породы очень слабо и выражается кое-где в окварцевании песчаников и ороговиковании глинистых пород. Зато порфириты вызывают весьма сложные мелкие нарушения в толще лейаса. Перед фронтом главного Эшкаконского массива с юга песчаники задраны кверху и вздыблены так, что стоят на головах. В других местах по краям массивов они разбиты ступенчатыми сбросами или образуют мелкие изгибы.

Наличие галек порфиритов в конгломератах ааленских отложений поблизости от массивов указывает на размывание этих массивов ааленским морем. Это позволяет точно установить возраст внедрения интрузий, возникших, очевидно, на границе тоарского и ааленского ярусов. Предааленский возраст имеют, очевидно, и связанные с ними нарушения.

Строение комплекса среднеюрских отложений

Среднеюрские отложения распространены на сравнительно небольшой площади, сохранившись лишь в виде небольших остатков на водоразделах и склонах. Они уничтожены четвертичной эрозией и на значительной площади размывом верхнеюрского времени. Толща их, залегая с легким несогласием на верхнем лейасе, начинается серией слоистых, обычно железистых, песчаников с прослоями мергелистых аргиллитов. Песчаники имеют в значительной степени аркозовый состав. Характерно для них обилие сферосилеритовых конкреций. В нижних горизонтах, или часто в основании, залегает один или несколько пластов мелкогалечниковых конгломератов. В районе распространения порфиритовых массивов в этих конгломератах преобладает порфиритовая галька и часто присутствуют валуны. Здесь же в песчаниках заключено много перемытого вулканогенного материала. В других же местах галька преимущественно кварцевая. В более высоких горизонтах толщи присутствуют коричневато-бурые оолитовые мергели, содержащие фауну аммонитов и белемнитов.

Из наших сборов аспирантом МГРИ В. В. Бронгулеевым под руководством В. В. Меннера были определены следующие формы: *Ludwigia aff. murchisonae* Busk., *Cylindroteuthis blainvillet* Voltz., *Homaloteuthis breviformis* Voltz. Все формы достаточно типичные для ааленского яруса.

Кроме того, из этих же слоев, видимо, происходят многочисленные ископаемые ааленского яруса, собранные А. П. Герасимовым, список которых приводится в ряде его работ [5, 6].

Выше среди аргиллитов встречаются прослой плотных криноидных известняков. Кверху песчано-агриллитовая толща ааленского яруса сменяется толщей темносерых глин с тонкими прослоями песчаников и конкрециями сферосидеритов. По сопоставлению этих глин с аналогичной толщей глин, достигающей 350 м в бассейне рек Тызыла и Баксана, откуда С. П. Соловьевым [21] указываются байосские аммониты, возраст их может быть точно определен как байосский.

Истинная мощность ааленских песчано-глинистых пород колеблется от 270 м в юго-восточной части района (гора Канджал) до 60—80 м на северо-западе (гора Бермамыт) и до 40 м у северо-восточной границы их распространения. Видимая мощность байосских глин достигает в нашем районе 200—250 м. Истинная мощность их неизвестна, так как они всюду срезаны верхнеюрскими породами. В направлении к северу

¹ Мы предлагаем именовать интрузии такой формы хоматолитами (см. подробнее Изв. Акад. наук, Сер. геол., 1945 г. № 3).

и северо-востоку из-за этого срезания глины быстро исчезают из разреза полностью. Так же быстро оказываются срезанными ааленские породы, и комплекс верхнеюрских пород налегает прямо на верхний лейас, а далее переходит на палеозойское основание.

Условия залегания среднеюрских пород очень просты. Они слабо наклонены к северу и северо-востоку. В южных частях района ааленские породы, выполняя синклинали, сложенные песчаниками лейаса, участвуют в их строении, но, evidentemente, на крыльях этих структур несколько срезано подстилающие породы.

Трансгрессивное и несогласное залегание ааленских пород на тоарских, часто с конгломератом в основании, указывает на некоторый перерыв в отложении осадков между тоарским и ааленским временем.¹ Ааленская трансгрессия ранее установлена В. П. Ренгартом в бассейне Чегема и Г. П. Агалиным по рекам Лабе и Зеленчуку. В бассейне Малки она, видимо, проявилась особенно ярко, вероятно, в связи с относительной приподнятостью этого района в структуре северного склона Кавказа.

Вместе с началом этой трансгрессии здесь резко изменились условия на смену пресноводным угленосным верхнелейасовым отложениям стали накапливаться типичные морские осадки. Смена песчано-аргиллитовой свиты аалена глинистой свитой байоса свидетельствует о прогрессивном углублении области накопления осадков и вероятном ее расширении. Область эта, следовательно, была охвачена значительными опусканиями. Судя по характеру фаций средней юры (особенно верхней свиты), можно думать, что они формировались в достаточно обширном и относительно глубоководном бассейне. Поднятая область, из которой в верхнелейасовое время поступал обломочный материал в пределах современного Главного хребта, в эту эпоху, вероятно, была перекрыта морем. Значительно отодвинулась граница области накопления осадков и на севере. Однако нельзя считать, что современная Предкавказская равнина была значительно или тем более вся, перекрыта морем. Последнее вряд ли распространялось далеко на север от описываемого района. Это видно прежде всего из уменьшения мощности ааленских отложений к северо-востоку (от 270 до 40 м). Сокращение мощности, отнюдь не связанное здесь с последующим размывом, обусловлено, вероятно, приближением к краю того прогиба, в котором формировались осадки. В то же время наличие порфиритовой гальки в верховьях Эшкакона говорит о существовании местных очагов размыва в начале этой эпохи.

Д. С. Кизевальтер полагает, что увеличение мощности аалена к юго-западу может указывать на наличие областей размыва в районе Главного хребта и на снос материала с юго-запада.

Если это все можно предполагать, говоря о нижней части комплекса средней юры — об ааленском ярусе, то для эпохи отложения байосских пород несомненно относительное расширение того прогиба, в котором формировались осадки, и некоторое раздвигание границ его к югу и северу. Об этом говорит относительно глубоководный характер байосских глин.

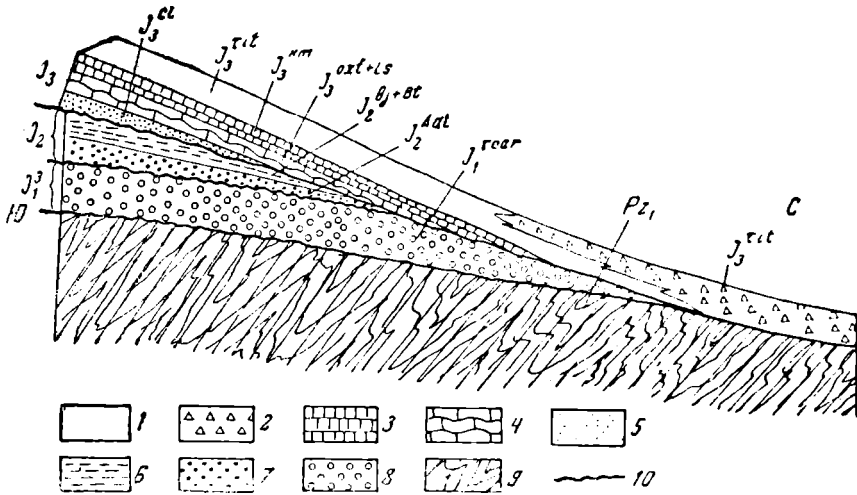
Строение комплекса верхнеюрских отложений

Комплекс верхнеюрских отложений налегает резко несогласно на подстилающие его породы, срезая их по ровной и пологой поверхности. Между ними заметно ясное угловое несогласие — наклон верхнеюрских

¹ Наличие перерыва между лейасом и ааленом подчеркивается, между прочим, присутствием любопытных окремнелых стволов (пней) в слоях основания аалена и верховьях Эшкакона.

пород круче падения среднеюрских. При этом верхнеюрские отложения ложатся на различные горизонты подстилающих пород, срезая их. На юге, в районе выступов Скалистого хребта, гор Малого Бермамыта и Канджала, они налегают на байосские глины, севернее срезают ааленские породы, затем на значительном протяжении налегают на верхне-лейасовые песчаники и далее переходят на палеозойское основание (фиг. 12) При этом сами верхнеюрские породы, лежащие на эту поверхность, залегают на ней трансгрессивно.

На юге в основании верхнеюрского комплекса можно считать вероятным присутствие келловея и оксфорда, но севернее и северо-восточнее они исчезают, и прямо на подстилающие породы ложится толща лузитана. К северу и северо-востоку лузитан тоже выклинивается, и в основании верхней юры залегают кимеридж. Наконец, еще дальше прямо на подстилающие древние породы ложится титон.



Фиг. 12. Схема соотношений отдельных горизонтов нижней, средней и верхней юры.

1—глины с гипсами титона (J_1^{tit}); 2—песчаники и дресва титона (J_3^{lit}); 3—кимеридж (J_3^{km}); 4—оксфорд и лузитан ($J_3^{oxf} + ls$); 5—келловей (J_3^{cl}); 6—байос и бат ($J_2^{bj} + bt$); 7—ааленский ирус (J_2^{aal}); 8—песчаники верхнего лейаса (J_1^{olag}); 9—палеозойский фундамент (Pz); 10—несогласные контакты (границы комплексов).

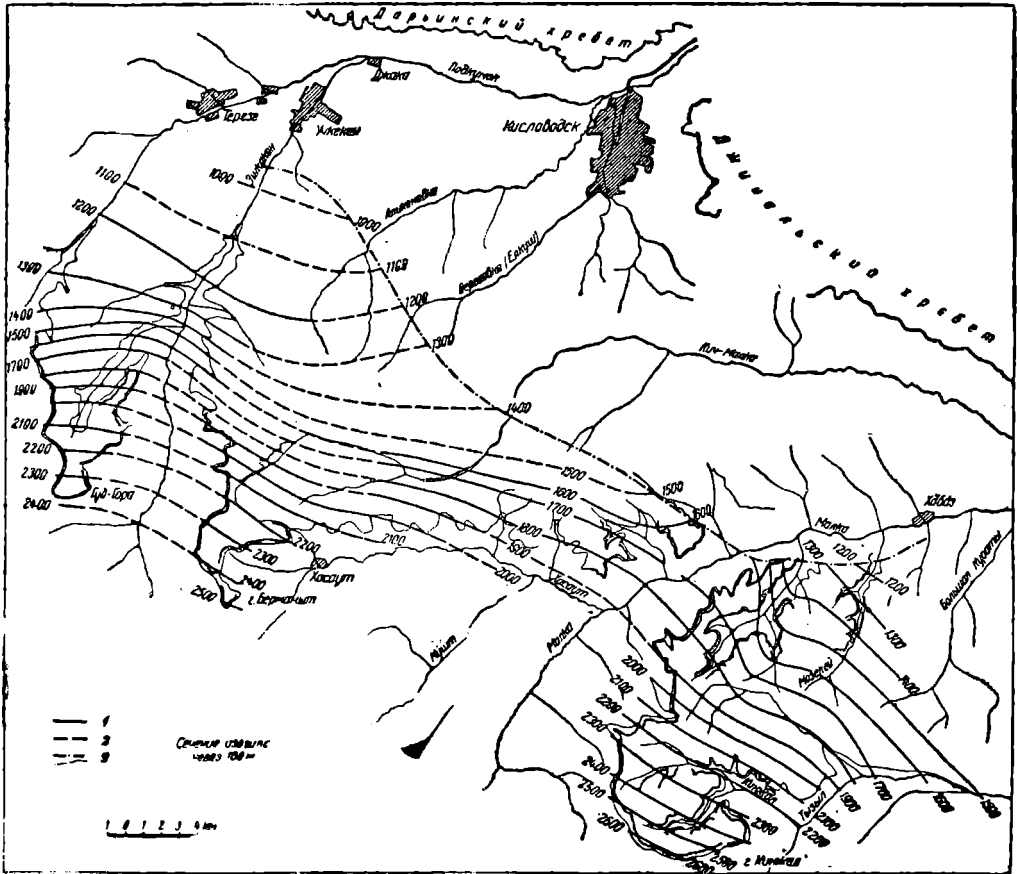
Таким образом, идя с юга на север, мы видим, как все более и более высокие горизонты верхней юры налегают на их основание. В. В. Белоусов [4], таким образом, прав, указывая, что верхнеюрская трансгрессия на Северном Кавказе была единой и развивалась постепенно от келловея до верхов юры. В данном случае трансгрессия распространялась с юга на север, постепенно захватывая в этом направлении все большую и большую площадь.

Рассматривая поверхность, на которую налегают верхнеюрские отложения (фиг. 13), и сравнивая ее с поверхностью палеозойского фундамента (на которую ложится верхний лейас), можно видеть, что основание верхней юры имеет значительно более сглаженный характер, чем основание лейаса. Поверхность эта, в общем ровная и лишь слегка волнистая, имеет пологий наклон в целом на север-северо-восток.

Наклон в западной части района составляет около 1 м на 12 м, что соответствует углу падения около 5° . Севернее он становится положе—около 2° . На фоне такого однообразного в общем наклона можно наме-

тить двоякого рода его нарушения: во-первых, небольшие поперечные изгибы, во-вторых, следы сводообразного общего поднятия рельефа описываемой поверхности в средней части района.

Поперечных перегибов намечается два: один из них расположен на западе и примерно совпадает с долиной р. Эшкакона. Здесь север-северо-восточный наклон поверхности восточнее довольно резко сменяется прямо северным на левобережье Эшкакона. Угол между направлениями падения составляет здесь около 25° .



Фиг. 13. Карта подземного рельефа основания верхней юры южной части Минераловодского района. Составлена на основании естественных обнажений и данных буровых скважин И. И. Берсеневым, 1940 г.

1—изогипсы подошвы верхней юры; 2—то же предположительно; 3—северная граница распространения отложений лузитанского яруса.

Второй перегиб поверхности намечается на юго-востоке района. Он примерно совпадает с долиной р. Малки у устья Гедмыша. Общий перегиб поверхности основания верхней юры здесь меньше, чем в первом случае. Разница между направлениями наклона около 15° , но на фоне этого перегиба образуется частный флексуобразный изгиб поверхности в его восточном крыле, сопровождаемый поперечной общему простираению ложбинкой у устья Гедмыша (хорошо видной на карте; см. фиг. 13). У этой ложбины довольно крутое западное крыло с наклоном прямо на восток. Оно осложнено рядом небольших сбросов с опущенным относительно западного восточным крылом.

Сводообразное поднятие поверхности верхнеюрского основания заметно на участке левобережья Малки между массивами Канджал и Бермамыт. Поднятие приурочено к северному крылу Малкинско-Муштинского палеозойского вала и выражено отклонением к северу изогипс подземного рельефа верхнеюрского основания. По этому отклонению можно вычислить, что в средней части поднятие достигает величины более 200 м относительно точек, расположенных к западу и востоку по простиранью (на горах Канджал и Бермамыт) ¹.

Следовательно эта поверхность после своего образования, т. е. после начала верхней юры, испытала сводовое поднятие примерно на 200 м над первоначальным уровнем. Несомненно, это восходящее движение было связано с формированием Малкинско-Муштинского палеозойского вала, точнее говоря, его северного склона. Вероятно, его сводовая часть, на которой верхняя юра сейчас отсутствует, так как уничтожена четвертичной эрозией, испытала еще более значительное поднятие после начала верхнеюрской эпохи, но установить его величину мы не можем.

Верхнеюрские отложения, налегающие на описанную только что поверхность, лежат в полном соответствии с ней.

В южной части своего распространения на выступающих к югу массивах Гуд-горы, Бермамыта и Канджала, верхнеюрские отложения начинаются, по видимому, келловеем. Раньше келловейские отложения не были известны в этом районе, но были описаны С. П. Соловьевым по Тызылу [21] и установлены В. П. Ренгартемом, И. Г. Кузнецовым и С. И. Талдыкиным по долинам рек Чегема, Черка Безенгийского, Черка Балкарского и Уруха.

Фауна из их сборов была описана П. К. Чихачевым [28].

На основе сходства литологического состава отложений, залегающих в нашем районе в основании верхней юры, с келловейскими породами Тызыла и отдельных, правда, не очень характерных, собранных нами ископаемых мы относим эти отложения также к келловее.

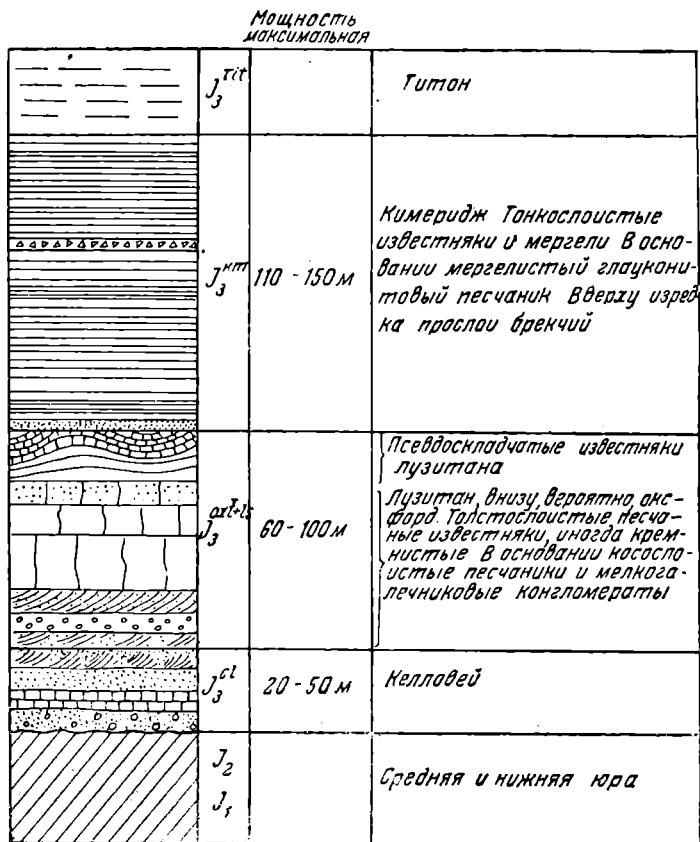
Они представлены косослоистыми аркозовыми и слюдястыми песчаниками, часто грубыми, но глинистыми, с прослоями мелкогалечни зых конгломератов и плотных песчаных аргиллитов. В нижней части их часто залегают прослой сильно песчаных и глинистых темносерых, иногда криноидных известняков, содержащих пелеципод. Породы эти налегают на размытую поверхность среднеюрских глинистых сланцев (фиг. 14) или ааленских песчаников или на верхнелейасовые песчаники. Мощность их толщи очень изменчива и, как максимум, достигает 50 м, уменьшаясь в направлении к северо-востоку и затем довольно быстро выклиниваясь. В песчаных известняках нами были собраны *Aequires-*



Фиг. 14. Контакт песчаников и известняков келловей и глинистого байоса. Видно срезание слоев глины основанием верхней юры. Верховье р. Гедмышы.

¹ В этом легко убедиться, приложив линейку к горизонталям с одинаковой абсолютной отметкой на Бермамыте и Канджале (фиг. 13).

ten subinaequicostatus Kar., *Aequipecten* aff. *inaequicostatus* Phill., *Trigonia panilata* Ag. и другие пелециподы. Первые две из названных форм указываются из келловейских отложений Кавказа. Однако надо думать, что верхние их горизонты должны быть отнесены уже к оксфорду, так как они без всяких следов перерыва сменяются слоями, содержащими лузитанскую фауну, и, следовательно, какая-то часть толщи должна отвечать оксфорду. Однако границу между лузитаном и оксфордом и оксфордом и келловеем пока на основе фауны провести нельзя и приходится их разделить совершенно условно.



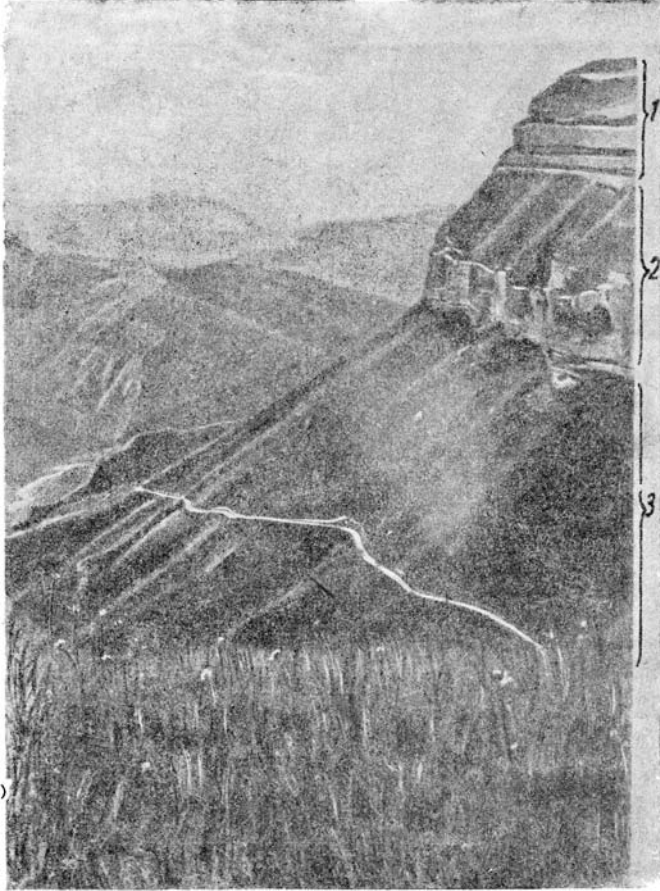
Фиг. 15. Обобщенный разрез нижних горизонтов верхней юры в южной части района Кавказских Минеральных вод.

Кверху известковистые песчаники сменяются плотными массивными желтоватыми песчанстыми известняками лузитанского яруса, нередко доломитизированными. Известняки эти в нижней части очень толсто-слоистые, в верхних горизонтах их слоистость делается неправильной и слои изгибаются, облекая утолщения, вследствие чего толща и получила наименование псевдоскладчатой. Известняки обычно очень плотны, перекристаллизованы и не содержат почти никаких следов органических остатков.

На юго-востоке в районе горы Канджал мощность их достигает 100 м, на северо-западе в районе Бермамыта и Гуд-горы—50—60 м. К северо-востоку и северу мощность повсюду резко уменьшается, так что известняки постепенно выклиниваются, исчезая полностью из разреза по Малке в районе устьев Большого Лахрана и Гедмышы и по Эшкакону в его нижнем течении (фиг. 15 и 16).

Уменьшаясь в мощности, лузитанские известняки становятся сильно песчанистыми и таким образом несколько изменяют свой характер; псевдоскладчатость близ края их распространения исчезает. В юго-восточной части района, в долине Тызыла, известняки также несколько изменяются по характеру, становясь брекчиевидными.

Особого внимания заслуживает псевдоскладчатость верхних горизонтов, происхождение которой до сего времени не получило правильного объяснения. Явление это и сейчас требует еще дальнейшего специального изучения.



Фиг. 16. Обрыв верхнеюрских отложений в долине р. Хасаута.

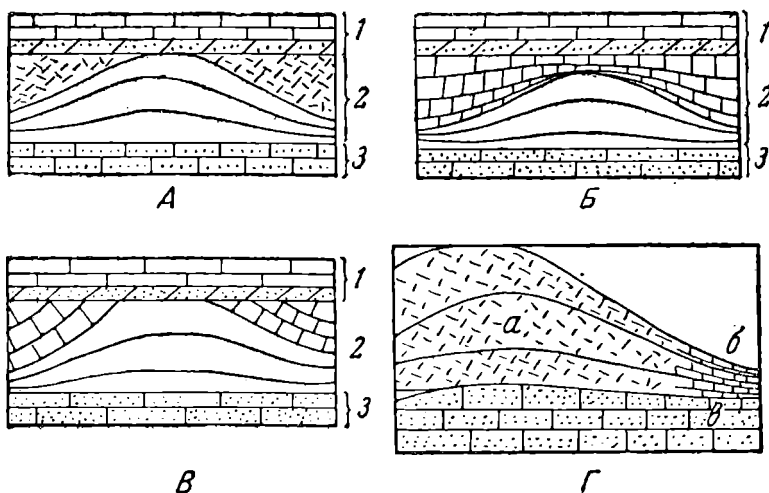
1—кимеридж; 2—лузитан; 3—верхний лейас.

Выражается псевдоскладчатость в том, что верхние слои плотных кристаллических известняков, как это видно по сплошным обрывам почти по всем долинам рек, равномерно раздуваются и утоняются в мощности (фиг. 17, 18 и 19). Как показывает их изучение, раздувы эти в плане имеют вид куполов, линз или караваев до 20—100 м в диаметре при толщине слоев в раздуве до 5—25 м против 2—5 м в соседнем пережиме. Поверх раздувов залегает небольшая пачка известняков несколько другого характера, облекая выпуклости и выполняя впадины между ними. В различных случаях они, как показано на схемах (фиг. 17), либо обладают правильной слоистостью с выдержанной мощностью слоев, либо имеют изменчивую мощность отдельных слоев, или,

наконец, не обладают слоистостью и представляют бесструктурную обломочную карбонатную массу, заполняющую впадины.

Слоистые известняки, нередко мергелистые или пелитоморфные, очень напоминают покрывающие их известняки кимериджа. В них часто встречаются ископаемые.

Объяснение псевдоскладчатости нужно искать в причинах равномерного раздувания и сокращения в мощности нижнего горизонта. Что касается верхних слоев, то они, совершенно очевидно, первоначально отлагались на неровной поверхности, облекая ее выступы и выполняя впадины.



Фиг. 17. Схемы строения псевдоскладчатых известняков.

А, Б, В—различные типы соотношений нижних и верхних слоев псевдоскладчатой толщи.

1—песчаные мергели и вышние известняки кимериджа; 2—псевдоскладчатые известняки лузитана; 3—нескладчатые песчаные известняки лузитана и оксфорда.

Г—схема строения нижних горизонтов псевдоскладчатых известняков.

а—крупнокристаллический сильно доломитовый песчанистый известняк; б—микрористаллический слабо доломитовый известняк; в—нижние горизонты лузитана.

А. П. Герасимов [5] предположил, что раздувание нижнего горизонта связано с выщелачиванием CaCO_3 из пород в стадию диагенеза и обогащением их при этом доломитом. Однако, как выяснилось при наших исследованиях, как раз раздувы наиболее обогащены перекристаллизованным доломитом и пережимы состоят из пелитоморфного известняка, хотя, по А. П. Герасимову, должно быть наоборот. С другой стороны, совершенно ясно, что явление псевдоскладчатости не связано ни с каким вторичным явлением, а представляется в основе седиментационным, возникшим в момент формирования осадка. Не может оно явиться и следствием вторичного размыва, как это первоначально предполагали в более ранних работах А. П. Герасимов, а также и автор.

Одним из моих товарищей по работе, И. И. Берсеневым, была высказана, повидимому, наиболее правдоподобная гипотеза происхождения псевдоскладчатости. Он считает, что раздувы представляют собой водорослевые рифовые образования, возникшие на дне бассейна на определенной глубине. Рифообразующими организмами предполагаются известковые водоросли, строматолиты, неясные остатки которых как будто заметны во вторично перекристаллизованном материале. Перекристаллизация, изменив структуру пород и скрыв их биогенное происхождение, не изменила общих условий их залегания.

К этому надо добавить, что строматолиты, как указывает В. П. Маслов [11], часто создают рифообразные постройки или банки в виде поднимающихся со дна куполов или вздутых валов. С другой стороны, В. П. Маслов упоминает, что в строматолитах их первоначальная мик-



Фиг. 18. Раздувы псевдоскладчатых известняков в долине р. Кич-Малки.

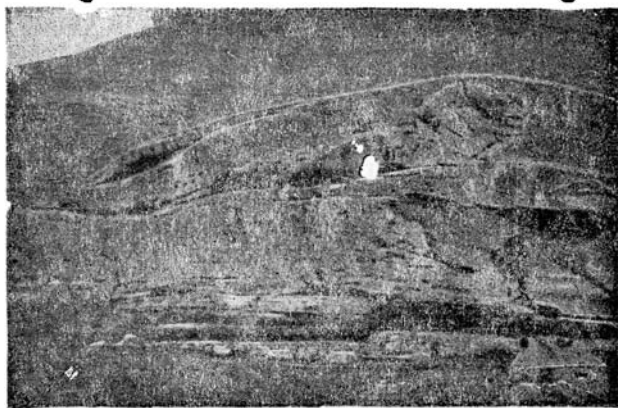
роструктура бывает весьма неясной, и она обычно целиком перекристаллизованы, так что вся их масса состоит из кристаллического карбоната. Присутствие MgO свойственно вообще карбонатам, выделяемым известковыми водорослями.

Твенхофел [26] также описывает валоподобные и куполовидные водорослевые образования, хотя и меньших размеров, но, видимо, похожие на наши.

Эта характеристика строматолитовых образований, не исключая доломитизации, вполне соответствует нашим куполовидным раздувам, что позволяет присоединиться к высказанной И. И. Берсеневым гипотезе и считать ее очень вероятной для объяснения генезиса псевдоскладчатых известняков.

Рифообразные водорослевые банки отмечаются в весьма широких пределах глубин и температурных условий морской воды (Грэбо [29], Твенхофел [26]) вплоть до полярных морей (Баренцево море — Н. И. Тарасов [25]).

Покрывающие раздувы слои известняков срезаны по довольно ровной поверхности, на которую налегает толща кимериджа (см. фиг. 15 и



Фиг. 19. То же, что и на предыдущем рисунке, вблизи.

17). Кимериджские известняки, тонкослоистые, не участвуют никогда в описанной псевдоскладчатости.

В самом основании их нередко залегает тонкий слой глауконитового известковистого песчаника или песчанистого известняка, что наводит на мысль о некотором перерыве между лузитаном и кимериджем. Во всяком случае срезание псевдоскладчатости указывает на следы размыва перед отложением кимериджа. Таким образом, сходные литологически слоистые известняки, выполняющие впадины, и породы кимериджа относятся к совершенно различным толщам и разделены перерывом.

Сказанное позволяет отделить лузитанскую толщу от кимериджской, что не делалось А. П. Герасимовым [6]. Это же позволяет прийти к заклю-

чению, что каждой толще свойственен, вероятно, свой комплекс фауны.

Указываемая А. П. Герасимовым [6] на основе определений А. С. Моисеева (брахиоподы) и В. Ф. Пчелинцева (пелелиподы и гастроподы) смесь кимериджских и лузитанских форм из этих слоев в действительности происходит, очевидно, из каждого из этих горизонтов в отдельности. А. П. Герасимов их четко не разграничивал и отнес всю толщу известняков к кимериджу, что, конечно, неправильно, тем более, что В. Ф. Пчелинцев [16] и А. С. Моисеев указывают отсюда целый ряд типичных лузитанских форм. Лузитанский возраст нижней толщи известняков мы можем подтвердить первой находкой крупного аммонита из этих слоев с Канджала, определенного нами как *Aspidoceras oegir* Орр. Это форма, характерная для нижних горизонтов лузитана Западной Европы.

Отделяясь следами размыва, вышележащая кимериджская толща резко отличается от лузитанской и по своему литологическому составу. Это



Фиг. 20. Обрыв тонкослоистых кимериджских известняков на р. Малке.

толща хорошо- и тонкослоистых светлых известняков (фиг. 20) в большинстве пелитоморфных или мелкокристаллических, с прослоями ракушечных и оолитовых, иногда мергелистых, и даже мергелей. По внешнему виду, из-за однообразного чередования тонких слоев, толща эта очень напоминает флишевые толщи. Нередко внутри нее замечают прослойки известняковых брекчий, состоящих из обломков пелитоморфных известняков. Это еще больше сближает описываемую толщу с флишем. Однако она отличается от настоящего флиша сравнительно небольшой мощностью и отсутствием флишевых фигур на поверхности слоев. Мощность кимериджских отложений на юго-востоке района на оконечности Канджала достигает 150 м, на Бермамыте — около 110 м. На северо-востоке мощность резко убывает до 20—30 м; на Малке в районе устья Лахрана и сел. Хабаза, а также в нижнем течении Эшкакона (у устья оврага Уллу-Баганалы) толща выклинивается. Вместе с уменьшением мощности изменяется и характер известняков. Они становятся сильно песчаными, хотя сохраняют свою слоистость. На Эшкаконе в них наблюдались отдельные кристаллы и желваки гипса до кулака размером.

Кимериджские известняки, залегая с размывом на лузитане, трансгрессивно переходят с него и ложатся прямо на подстилающие песча-

ники лейаса, рудную толщу и палеозойское основание. Переходя на палеозойское основание, они быстро выклиниваются.

В буровых скважинах в Кисловодске и на р. Березовке кимеридж и лузитан отсутствуют, и титон прямо налегает на палеозойское основание. Внимательно изучая характер этого выклинивания кимериджских слоев, можно прийти к заключению, что выклинивание происходит за счет последовательного исчезновения к северо-востоку нижних горизонтов. Верхние горизонты, наиболее выдержанные, развиты на наибольшей площади. Это является следствием продолжавшейся в течение кимериджа трансгрессии с юго-запада на северо-восток.

Граница распространения кимериджских отложений является вместе с тем, очевидно, границей области их накопления так же, как границы лузитанских и келловейских пород рисуют соответствующие границы бассейнов этих эпох.

Верхнеюрский бассейн, таким образом, располагался к юго-западу от этих границ, причем постепенно распространялся в направлении к северо-востоку. Увеличение песчаности лузитанских и кимериджских известняков при приближении к их северо-восточным границам указывает на снос песчанистого материала при их формировании с северо-востока на юго-запад. Ограничивавшая их с северо-востока суша была, однако, невысокой и отлогой, так как давала, как видно, сравнительно скромное количество обломочного материала, в особенности в кимериджское время. Преобладающими осадками в них были тонкие карбонатные илы.

Трансгрессивное и несогласное налегание верхнеюрских осадков на среднюю и нижнюю юру и палеозой позволяет прийти к выводу, что перед отложением верхнеюрских пород область к северо-востоку от их современного распространения, перед тем покрытая среднеюрскими отложениями, испытала значительное поднятие. Область морского прогиба, если она сохранилась от среднеюрского бассейна, крайне сузилась и была оттеснена куда-то на юг. Среднеюрские породы, а может быть, и их основание в области поднятия на северо-восток, испытали глубокую эрозию. В течение верхней юры прогиб снова начал расширяться, край его стал постепенно смещаться к северо-востоку, вследствие чего верхнеюрское ложе наступало в сторону поднятого перед тем массива. Срезающая средне- и нижнеюрские осадки и перекрывая даже древнее палеозойское основание, трансгрессия эта протекала, очевидно, весьма медленно, развиваясь в течение, по крайней мере, конца келловя, всего оксфорда, лузитана и кимериджа, сопровождаясь медленным опусканием расположенной на северо-восток низменной суши, откуда поступало очень мало обломочного материала.

Строение комплекса титонских и нижнемеловых отложений

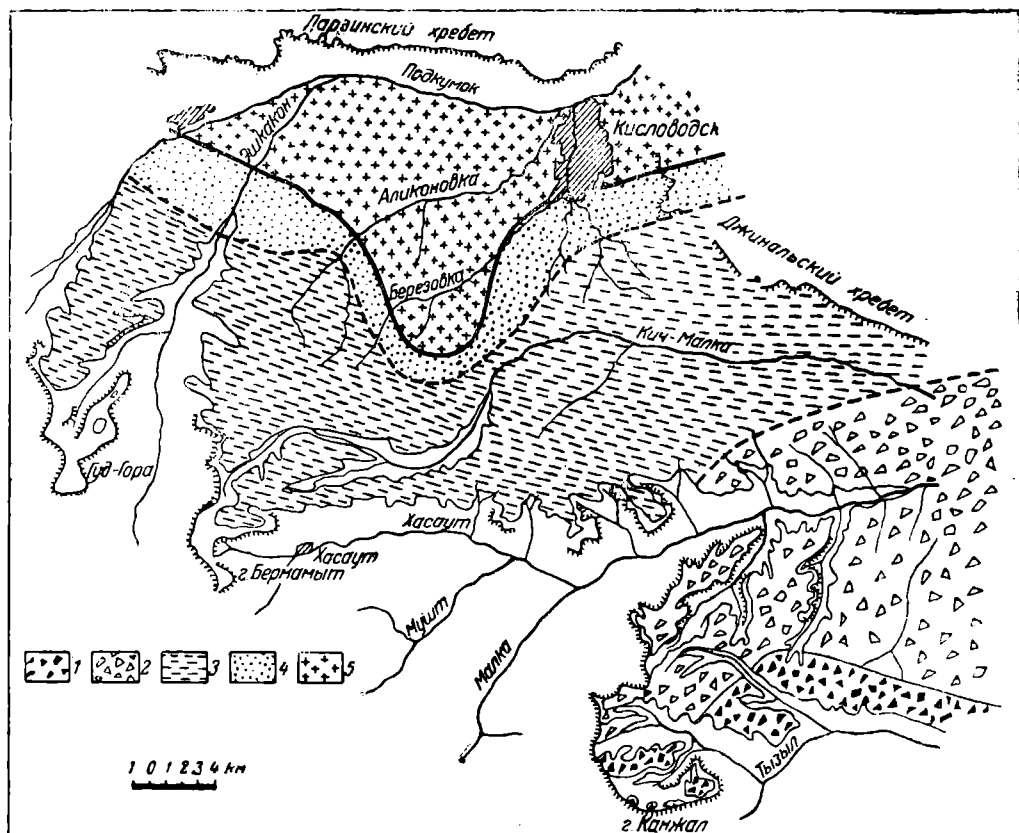
Титонские отложения без всяких следов несогласия или перерыва налегают на кимериджские. В то же время они на значительной площади на северо-востоке района переходят трансгрессивно на древнее основание. Трансгрессия в титонское время, следовательно, продолжает развиваться дальше в направлении к северо-востоку.

В комплексе титонских нижнемеловых отложений нет внутри никаких следов перерывов или несогласий, но отчетливо выделяются три различные части. Нижняя представляет толщу титонских отложений, трансгрессивно перекрывающих на севере палеозой и характеризующихся резкими изменениями фаций. Кверху она переходит в среднюю толщу известняков и доломитов, относящихся к валанжину. Переход этот совершается очень постепенно и в различных местах, на различных стра-

тиграфических уровнях. Вследствие этого мощность известняковой толщи неодинакова, и нижние части ее местами относятся еще к титону.

Верхняя часть комплекса представляет мощную (до 650 м) толщу песчано-глинистых пород готерива, баррема, апта и альба. Они отделяются от известняков валанжина весьма четко, благодаря резкой смене литологического состава пород — карбонатных песчано-глинистыми.

Среди титонских отложений можно в схеме выделить три фациальных типа и области их распространения. В средней части района по



Фиг. 21. Карта распространения фаций титона в южной части района Кавказских Минеральных вод. Составил М. В. Муратов, 1941 г.

1—брекчия внизу, известняки сверху; 2—глины с прослоями брекчий внизу, известняки сверху; 3—глины с гипсовыми залежами и прослоями известняков и доломитов; 4—глины внизу, дресва и песчаники сверху; 5—дресва и песчаники преобладают во всей толще.

склонам и плато Скалистого хребта (от Гуд-горы на западе до района горы Манглай, по выходам, и восточнее в нижнем течении р. Кич-Малки предположительно) проходит полоса развития глинистых пород. К северу и югу от нее намечаются области развития грубообломочных фаций, при этом очень различных в каждой из них. Кроме того, на юго-востоке поверх них и глинистых пород располагается мощная толща известняков титона-валанжина (фиг. 21).

Породы титона в области развития глинистой фации представлены красными или розоватыми пластичными или известковистыми глинами, местами имеющими пеструю окраску и переходящими в зеленые. В них проходят прослои розоватых или желтоватых пелитоморфных и мелко-

кристаллических доломитовых известняков с включением мелких кристалликов гипса. В средней и верхней части эти глины заключают прослой и линзы белого или розоватого гипса довольно значительной мощности, являющиеся предметом разработок. Гипсы эти присутствуют в толще не всюду. Мощность глинистой толщи составляет около 60—80 м.

Севернее, в нижнем течении р. Эшакона и в верховьях р. Березовки, верхние горизонты глин замещаются чрезвычайно любопытными породами. Они состоят из крупных (от 2 мм до 1 и более сантиметров) обломков, совершенно притом не окатанных, зерен кварца, розового полевого шпата или обломочков гранита со слюдой. Любопытно, что полевые шпаты в этих обломках совершенно свежи. Породы в общем слоисты. Несортированный обломочный материал сцементирован глинисто-известковым цементом с примесью алевритовых частиц. Местами вещество этого цемента, объединенное обломочным материалом, образует самостоятельные линзочки и прослойки. Окраска пород в целом пестрая — красная, зеленая, серая, в общем мозаичная. Местами в них довольно много целестиновых конкреций. Породы эти, которые лучше всего именовать гранитной дресвой, кверху делаются хорошо слоистыми и состоят из окатанных обломочков и зерен. Еще выше мелкие конгломераты и грубые песчаники чередуются с прослоями карбонатных пород и постепенно сменяются известковой толщей.

Несколько севернее на Аликоновке, в районе Кисловодска вся толща титона состоит из подобной дресвы, лишь с отдельными прослоями глин. При этом мощность титонских пород здесь сильно увеличивается, хотя в районе Кисловодска по скважинам можно констатировать крайнее ее непостоянство и колебание от 94 до 220 м на близком расстоянии.

Кроме обломков гранитов, среди материала, слагающего дресву и песчаники, можно видеть здесь обломки кристаллических сланцев.

Изменения мощности толщи можно поставить в связь с неровностями фундамента. В области выхода гранитов на поверхность в среднем течении р. Аликоновки, т. е. видимого выступа фундамента, мощность покрывающей их дресвы всего 50—60 м, тогда как при удалении от них она быстро возрастает до 100 м.

С другой стороны, к югу от полосы развития красных глинистых пород — в районе верховьев Малого Лахрана и сел. Хабаза (левый берег Малки), в толще глин появляются прослой известняковых брекчий до 20—25 м мощностью. В направлении к югу их мощность постепенно увеличивается. Вместе с тем сильно увеличивается здесь и толща покрывающих глины известняков, причем в средней части их нами встречены в мергелистом прослое титонские брахиоподы.

Таким образом, здесь только верхнюю часть известняков можно отнести к валанжину. Нижняя, несомненно, входит еще в состав титона, а граница между ними, следовательно, проходит где-то внутри известняковой толщи.

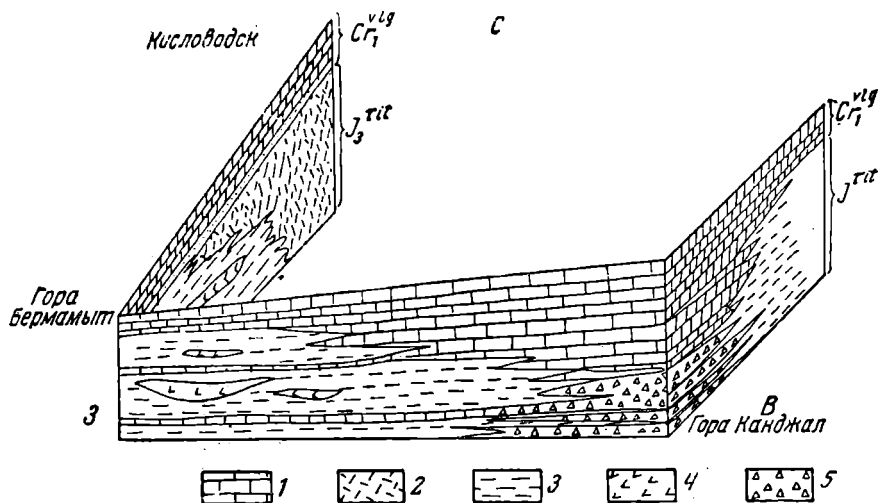
Мощность известняковой толщи титона плюс валанжина достигает на юго-востоке, в долине Б. Кураты, более 250 м, по обрывам р. Тызыла она доходит примерно до 280 м.

Здесь подстилающие их глины почти целиком замещаются известняковыми брекчиями, содержащими лишь небольшие прослой красных глин. Их мощность также порядка 110—130 м. Общая мощность титона достигает, следовательно, примерно 230—280 м.

Известняковые брекчии состоят в основном из угловатых обломков серых пелитоморфных известняков типа кимериджских, размером от величины спичечной коробки до огромных глыб. Они сцементированы карбонатной массой. Среди беспорядочно нагроможденных крупных глыб

нередки целые пачки слоев и отдельные обрывки слоистых известняков. А. П. Герасимов [5] указывает в обломках брекчий горы Канджал кимериджскую фауну, что подтверждает вывод о том, что источником для образования брекчий явились кимериджские известняки.

Как видно, промежуточное положение занимает среди фаций титона глинистая, располагающаяся полосой в средней части района. К северу от нее сначала верхние горизонты титона замещаются гранитной дресвой, а потом весь он переходит в грубообломочную фацию. К югу среди глин сначала появляются прослой брекчий, а затем нижняя часть их почти целиком также замещается известняковыми брекчиями (фиг. 22).



Фиг. 22. Схема соотношений фаций титона и известняков валанжина.

1—известняки титона и валанжина; 2—дресва и песчаники; 3—глины красные; 4—гипс; 5—брекчии.

Одновременно с изменением фаций изменяются и мощности титонских пород. В области развития глин они достигают 60—80 м. В области преобладания обломочных пород, на севере, мощность увеличивается до 220 м. На юге обломочные породы достигают 110 м, а весь титон, состоящий из брекчий и верхних известняков, достигает 230—280 м.

Такое распределение фаций и мощностей указывает на снос материала для накопления толщ с севера и юга, причём с севера поступал обломочный материал разрушавшихся гранитов и кристаллических сланцев, с юга — известняков.

С севера снос материала происходил в течение всего титона, с юга — лишь в эпоху образования нижней его части.

Во вторую половину титонского времени на юге отлагались морские карбонатные осадки, хотя на севере и продолжалось еще формирование грубообломочных пород, отчасти, вероятно, уже морского происхождения (окатанные пески и галечники).

Характер обломочного материала гранитной дресвы позволяет сделать некоторые интересные выводы об условиях его образования. Крупный размер материала, слагающего дресву, а также отсутствие следов окатанности говорят о близком его приносе. Состав его не оставляет никаких сомнений в том, что он формировался за счет разрушения массивов гранитов и отчасти кристаллических сланцев. Очень слабые следы химического выветривания, в частности удивительная свежесть калиевого полевого шпата в дресве, позволяют заключить, что процессы физиче-

ской дезинтеграции пород и механического переноса играли основную роль. Процессы химического выветривания и растворения не имели почти никакого значения. Все это приводит к выводу, что процесс формирования дресвы и переноса ее осуществлялся в условиях сухого климата, вероятно жаркого. Это подтверждают красный цвет титонских глин и их загипсованность. Материал, вероятно, доставлялся временными ливневыми потоками из недалеко расположенных источников сноса, подвергавшихся разрушению в условиях пустыни или полупустыни. Источники материала располагались частично за пределами описываемого района, к северу от него, и отчасти в нем. Одним из таких источников являлся, вероятно, гранитный массив на р. Аликоновке, окруженный брекчиями и представляющий небольшой выступ фундамента, вскрытый долиной реки. Другие источники нам точно не известны. Эшаконский гранит не мог им явиться, так как был прикрыт кимериджскими известняками и красными глинами нижней части титона.

Генетически гранитная дресва и связанные с ней образования являются, таким образом, отложениями конусов выноса ливневых потоков, переходящими в типичные пролювиальные отложения. Глины с гипсами средней полосы распространения титона теснейшим образом связаны с ними и тоже представляют в основном пролювиальные, более периферические образования, а также отложения пустынных впадин, типа американских «плайя», с накоплением химических осадков (гипса) в наиболее пониженных местах.

Что касается известняковых брекчий южной полосы грубообломочных пород, то образование их нам представляется совершенно аналогичным гранитной дресве. Только источником обломочного материала служили здесь не граниты и сланцы, а кимериджские известняки, также поднятые на юге и подвергавшиеся разрушению в условиях жаркого сухого климата.

Временные ливневые потоки сносили огромное количество материала от подножий поднятых известняковых массивов к северу и отлагали его в виде брекчий в области относительно опущенной. Поскольку источник материала был другой, чем при формировании дресвы, характер и размеры обломков оказались тоже иными.

Сказанное позволяет сделать вывод, что в начале титонской эпохи к югу и северу от современной полосы распространения описанных фаций возникли крупные поднятия, в которых начали развиваться процессы выветривания и эрозии. На севере эти поднятия приподняли древний палеозойский фундамент, начавший интенсивно разрушаться. На юге они захватили только перед тем возникшие известняки кимериджа. Между этими двумя областями поднятий, примерно в области распространения глинистой фации титона, располагался район относительно опущенный, куда устремился сток с возвышенностей, и где отлагались мощные толщи приносимого потоками материала. Эта пониженность была, как видно, относительно узким прогибом.

Во вторую половину титонской эпохи опускания в этой промежуточной области настолько расширились и углубились, что она оказалась целиком занятой морем, трансгрессировавшим, видимо, с юго-востока. Морские карбонатные осадки перекрыли область накопления известняковых брекчий и значительную часть области развития глин. На север в район Кисловодска морская трансгрессия проникла, должно быть, несколько позже, начиная с самого конца титона. Однако и здесь поверх дресвы из угловатых обломков располагается довольно мощная свита песчаников и мелкогалечниковых конгломератов, вероятно, морского происхождения, но состоящих из окатанных обломков того же происхождения, что и дресва. Эта область, следовательно, также была захвачена морем после накопления дресвы, причем, им сначала перекры-

вался обломочный материал, а затем в нем стали отлагаться карбонатные осадки.

Граница между титоном и валанжином или, что то же самое, между юрой и мелом сейчас точно на основе палеонтологических остатков проведена быть не может. Раньше некоторыми исследователями толща известняков и доломитов Кисловодска относилась к верхней юре (Н. И. Каракаш, А. Стоянов и др.). Одним из неопровержимых доказательств ее нижнемелового возраста оказалась находка *Thurmannia thurmanni* Pict., сделанная В. П. Ренгартеном на р. Кич-Малке. К сожалению, этот характерный валанжинский аммонит был найден в осыпи и хотя, несомненно, происходит из данной толщи, но неизвестно, из какой ее части. Литологически толща состоит из известняков и доломитовых известняков, довольно однородных по характеру. В основании она содержит прослой известняковистых песчаников. Фауна в ней бедна, как уже упоминалось. На юго-востоке района толща очень сильно увеличивается в мощности, причем здесь нижняя половина ее заведомо должна быть отнесена к титону.

Ясно, во всяком случае, что переход от юры к мелу совершается здесь непрерывно и совершенно постепенно. Только бедность фауны не позволяет его наметить определенно. Мы не можем поэтому говорить о мощности титонской и валанжинской части толщи. В целом же она имеет около 90—110 м в районе Кисловодска, доходя до 120—130 м к западу от него. На юго-востоке мощность известняковой толщи увеличивается до 300 м, причем валанжинская часть ее, судя по редким находкам ископаемых (например *Rhynchonella corallina* var. *neocomiensis* и др.) достигал по крайней мере 125—130 м.

Валанжинские осадки формировались, очевидно, в условиях значительно более обширного прогиба, чем титонский. Судя по незначительному содержанию обломочного материала в известняках, можно думать, что берега его были очень отлогие и низменные. Однако развитие этого прогиба представляется прямым продолжением развития титонского, континентального прогиба, который сформировавшись в титоне, в конце последнего или в начале мела сильно расширился, углубился и был захвачен морем.

По сравнению с верхнеюрским прогибом, титонско-нижнемеловой сместился несколько к северу, так как естественный край области распространения лузитанско-кимериджских осадков располагается примерно посредине области видимого распространения титонских. Последние вместе с нижнемеловыми протягиваются, видимо, еще довольно далеко на север от границы кимериджа. Итак, заведомо можно сказать, что ось титонско-нижнемелового прогиба расположена севернее келловейско-кимериджского.

Залегающая на известняках валанжина мощная толща нижнемеловых отложений, начиная от готерива и кончая альбом, состоит из мелкозернистых желтоватых и бурых песчаников, глауконитовых песчаников, известняков-ракушечников (обычно песчанистых) и глин. Толща эта содержит богатую фауну и была неоднократно уже предметом специального исследования. Особенно подробно она изучена и расчленена на отдельные горизонты в последние годы Т. А. Мордвилко [13] в районе Кисловодска. Нами разрез Т. А. Мордвилко был протянут к западу и юго-востоку от Кисловодска и были установлены некоторые изменения фаций и мощностей отдельных горизонтов. Следуя Е. В. Милановскому [12], мы отнесли нижние горизонты баррема в разрезе Т. А. Мордвилко, содержащие *Sibirskites* ex gr. *S. inversus* M. Pavl., к готериву. Мощность последнего, таким образом, нами увеличена на 10—12 м, по сравнению с даваемой Т. А. Мордвилко, за счет соответственного уменьшения мощности баррема.

Общая мощность нижнего мела (без валанжина) составляет, по нашим данным, в районе Кисловодска около 550 м. На западе, в районе сел. Терезе, к водоразделу между Подкумком и Кумой, она примерно такая же, увеличиваясь слегка до 585 м. На юго-востоке, в долине р. Малки у сел. Каменноостского, она имеет 540 м. Последняя цифра отражает лишь видимую мощность, поскольку верхний горизонт альба здесь целиком срезан предсеноманской эрозией. В действительности в направлении к юго-востоку от Кисловодска происходит очень сильное увеличение мощности всех горизонтов. Это наглядно видно из нижеследующей таблицы мощностей нижнего мела в районе Кисловодска, а особенно из последней графы таблицы, где суммированы все мощности, исключая верхний альб.

Мощности отдельных горизонтов нижнего мела
в районе г. Кисловодска (в м)

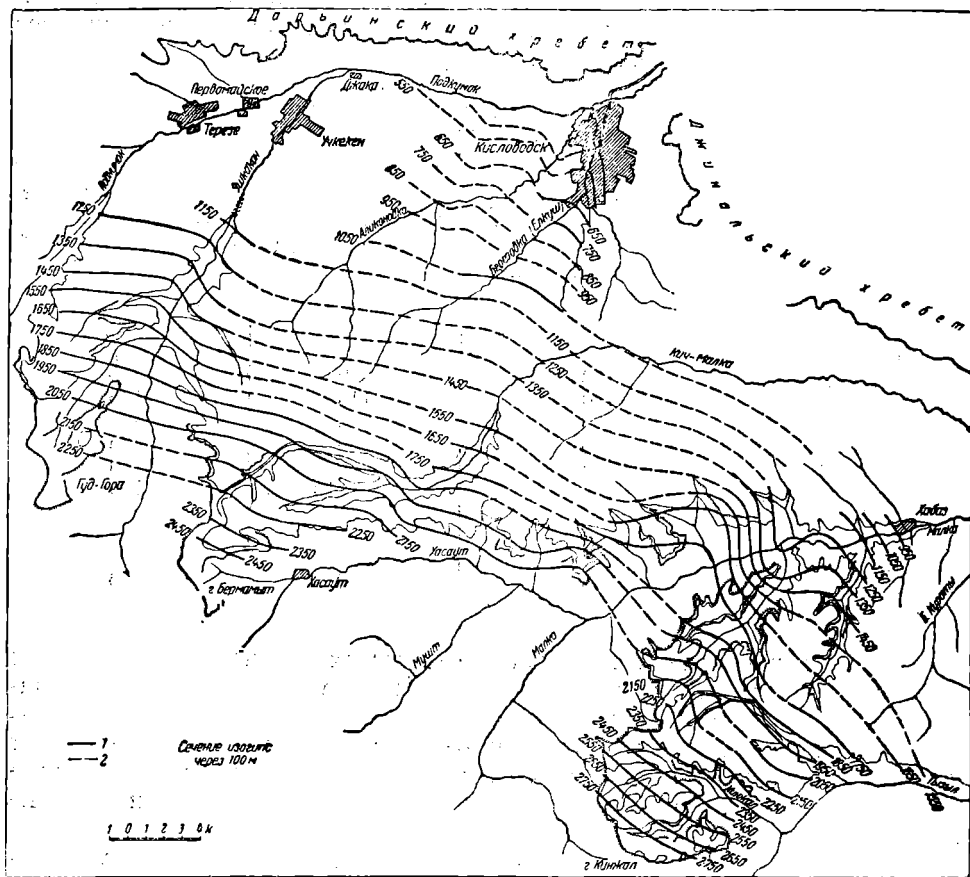
Горизонты	Район к западу от г. Кисловодска (сел. Терезе, водораздел Подкумка и Кумы)	Окрестности г. Кисловодска	Район к востоку от г. Кисловодска (долина р. Малки у сел. Каменноостского)
Глины верхнего альба	120	90	0
Песчаники альба	130	110	130
Апт	230	230	270
Баррем	60	80	85
Готерив	45	50	60
Валанжин	120	90—110	130
Весь нижний мел.	700	650	670
Весь нижний мел без верхнего альба	580	560	670

Вместе с изменением мощности отдельных горизонтов, несколько изменяется и их фациальный характер. Широко развитые среди песчаников баррема и апта в районе Кисловодска плотные известняковые ракушечные прослои сильно уменьшаются в мощности и частью исчезают как к востоку, так и к западу, а затем исчезают и красные железистые песчаники верхнего баррема, заменяясь буровато-желтыми и частью известковистыми песчаниками с оолитами.

Исчезновение наиболее мелководной фации известняков-ракушечников говорит о некотором углублении области отложения нижнемеловых осадков к юго-востоку и западу от Кисловодска, а следовательно, указывает на то, что район Кисловодска был относительно наиболее мелководным. На более значительное прогибание области нижнемелового бассейна в юго-восточной части района, по сравнению с районом Кисловодска, указывает сильное увеличение мощности нижнего мела в этом направлении.

Условия залегания пород титонско-нижнемелового комплекса в схеме очень просты. Титонские породы, как это видно по составленной карте подземного рельефа подошвы титона (фиг. 23), наклонены в общем моноклинально к север-северо-востоку и северо-востоку. Довольно резкий перегиб в общем их простирации намечается только в районе долины р. Малки и близ устья р. Гедмышы. Здесь происходит перелом простирации почти под прямым углом. В восточном его крыле намечается глубокая ложбина в рельефе подошвы титона с относительно крутым склоном, обращенным к западу. Южнее этот перелом постепенно сглаживается, делается менее заметным.

Наряду с этим переломом, вполне совпадающим с переломом поверхности основания верхней юры, западнее, в районе левобережья р. Хасаута, близ слияния его с Малкой и Муштой, намечается по горизонталям подогий выступ в рельефе подошвы титона. Он вполне совпадает также с соответствующим выступом в рельефе подошвы верхней юры и имеет примерно такую же величину, отражая сводовое поднятие центральной части Малкинско-Муштинского выступа древнего основания.



Фиг. 23. Карта подземного рельефа подошвы титона южной части Минераловодского района. Составлена на основании естественных обнажений и данных буровых скважин Г. И. Раскатовым, 1940 г.

1—изогипсы подземного рельефа подошвы титонских отложений; 2—то же предположительно. Сечение изогипс через 100 м.

Кроме этих относительно крупных изгибов поверхности основания титона, карта отражает более мелкие неровности в виде небольших флексуобразных перегибов. Второго крупного перегиба слоев, который мы отмечали в основании верхней юры на Эшкаконе, нет и вместо него здесь небольшой изгиб, протягивающийся вдоль долины р. Эшкакона; другой такой же изгиб восточнее намечается в верхнем течении р. Кич-Малки. Оба эти перегиба имеют вид как бы ступеней, у которых опущено восточное крыло относительно западного. Довольно резкий изгиб поверхности основания титона намечается еще в районе Кисловодска, где он констатирован в результате суммирования данных ряда

буровых скважин и гидрогеологами кисловодской гидрогеологической группы Бальнеологического института. Этот изгиб поверхности древнего фундамента имеет здесь вид вытянутого меридионально, т. е. поперечного общему простираению, валоподобного выступа с довольно крутыми склонами. Одевающие его титонские обломочные породы (дресва) уменьшаются в мощности над его сводом (96 м) и увеличиваются к западу и востоку (до 220 м). Второй такой же возможный выступ, вероятно, более пологий, хотя и не показан точно по карте, но, несомненно, существует в районе выходов на поверхность гранитов на р. Аликоновке. Форма его неизвестна. Между этими двумя выступами — Кисловодским и Аликоновским — можно догадываться о существовании ложбины с более крутым западным и пологим восточным склонами, как сугубо предположительно показано на карте.

Интересно, что все эти второстепенные изгибы поверхности подошвы титона совсем не отражаются в структуре кровли валанжина (фиг. 24). Известняки валанжина на участке между западной границей района и нижним течением Кич-Малки имеют спокойный общий наклон к север-северо-востоку с примерно одинаковым средним углом падения повсюду (около 4°). На фоне этого однообразного падения намечается лишь очень слабый перегиб в районе Аликоновского выступа гранитов. Направление падения меняется от СВ 10° на западе до СВ 20° на востоке от этого перегиба. Кроме того, заметен плавный флексурообразный изгиб поверхности валанжинских известняков немного восточнее верховьев Березовки. Этот изгиб, вероятно, представляет отражение, на более высоком уровне, ступенчатого изгиба подошвы титона в верхнем течении Кич-Малки.

Все это показывает, что мелкие изгибы поверхности основания титона созданы движениями, появившимися в основном до отложения титона. Они оказались в общем погребенными под толщей титонско-валанжинских осадков. Более молодыми движениями они были, очевидно, оживлены в слабой степени. Об этом можно судить по едва заметным изгибам кровли валанжина в районе Кисловодского и Аликоновского выступов древнего основания. Несколько более заметным является только ступенчатый изгиб слоев в верховьях Березовки — Кич-Малки.

Резкий изгиб все слои нижнего мела и кровля валанжина испытывают только на востоке, в нижнем течении Кич-Малки, и на Малке в районе сел. Каменноостского. Здесь простираение меняется под очень крутым углом, так что направление падения становится почти восточным (СВ 70—80°).

Этот изгиб отражает, на более высоком уровне, соответствующий изгиб подошвы титона и верхней юры в районе Гедмышы и далекий выступ к северу поверхности палеозойского фундамента на северном склоне Малкинско-Муштинского палеозойского вала. Резкое проявление его в породах нижнего мела говорит о том, что оформление его закончилось позже конца альба. Поскольку этот вал отражается в породах и верхнего мела и палеогена, его приходится признать очень молодым третичным элементом структуры Северного Кавказа. Однако развитие его, как увидим ниже, началось еще в мезозое в дотитонское время.

Помимо описанных крупных и мелких общих изгибов слоев титона и нижнего мела, более или менее хорошо отраженных на прилагаемых картах рельефа, в толще известняков титона можно видеть многочисленные мелкие нарушения, которые можно назвать частными. Они не затрагивают толщи кимериджа и других подстилающих пород и лишь слабо отражаются в вышележащих нижнемеловых отложениях. Выражены они неправильными изгибами и складками в толще известняков валанжина-титона, иногда довольно крупного масштаба, до нескольких километров по простираению и сотен метров в поперечнике. Природа

Верхнемеловые породы, погружаясь к северу, выполняют целиком огромный Предкавказский прогиб и выходят на его противоположной стороне — по южной окраине Донецкого бассейна. Только начиная с верхнего мела, все пространство этого прогиба, вместе со Ставропольским плато, начало покрываться осадками. До верхнемеловой эпохи на месте этого прогиба, как мы видели, приподнятые массивы располагались близко к современному северному склону Кавказа. В нижнемеловое время они были оттеснены, вероятно, несколько дальше, но нет никаких признаков их полного исчезновения. И только начиная с верхнего мела, вся область до того поднятого Предкавказья испытала погружение. Прогиб сместился, таким образом, к северу от нашего района. В титонское и нижнемеловое время максимальное прогибание было в его пределах.

В верхнемеловую эпоху прогиб развился севернее, а в нашем районе, вероятно, проявились поднятия.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ ПО РАЗВИТИЮ СТРУКТУР РАЙОНА

Как видно из изложенного материала, в развитии района нужно выделить два основных крупных периода. Первый из них — палеозойский, в течение которого формировались мощные осадочные и вулканогенные толщи древнего палеозоя, силура и карбона и образовался складчатый и прорванный интрузиями фундамент рассматриваемой области. Второй — мезозойский период образования сравнительно не мощных осадков юры и мела, создания осложняющих их залегание изгибов и складок и возникновения общей моноклиналичной структуры района.

Конец первого периода падает на конец палеозоя — начало мезозоя. В эту эпоху оформился древний фундамент района, затем подвергшийся нивелировке и впоследствии перекрытый мезозоем. Присутствие в структурах фундамента каменноугольных пород позволяет считать его в основном герцинским, хотя, вероятно, каледонская складчатость и образование гранитных интрузий играли в его создании существенную роль.

Герцинский фундамент, обнажаясь в верховьях Малки и прощупываясь скважинами в Кисловодске, уходит далее на север под мезо-кайнозойские образования. Можно считать очень вероятным, что на небольшой глубине он прослеживается под довольно обширным районом северного Предкавказья, под всем Ставропольским плато. Вся мезозойская и палеозойская история последнего приводит к выводу о значительных отличиях в структуре Ставропольского плато по сравнению с районами, расположенными северо-западнее и юго-восточнее. Фации почти всех мезозойских и третичных горизонтов, приближаясь к этой области, изменяют свой характер и становятся мелководными, а отложения уменьшаются в мощности. Это отлично видно, например, по картам изопакит и фаций, приложенным к работе В. В. Белоусова [4], или по картам распределения фаций и мощностей различных горизонтов неогена в XII томе «Стратиграфии СССР».

Особенность, эта, в основных чертах известная уже давно, заставила А. Д. Архангельского еще в 1926 г. [3] и несколько позже В. П. Ренгартена [17] высказать предположение о наличии в районе Ставропольского плато древней, вероятно, докембрийской глыбы. А. Д. Архангельский придерживался представления о присутствии тут докембрийского массива до последнего времени [2].

Нам кажется, что можно считать более вероятным и обоснованным наличие здесь не докембрийской глыбы, а продолжения под Ставропольское плато приподнятого герцинского фундамента из Приэльбрус-

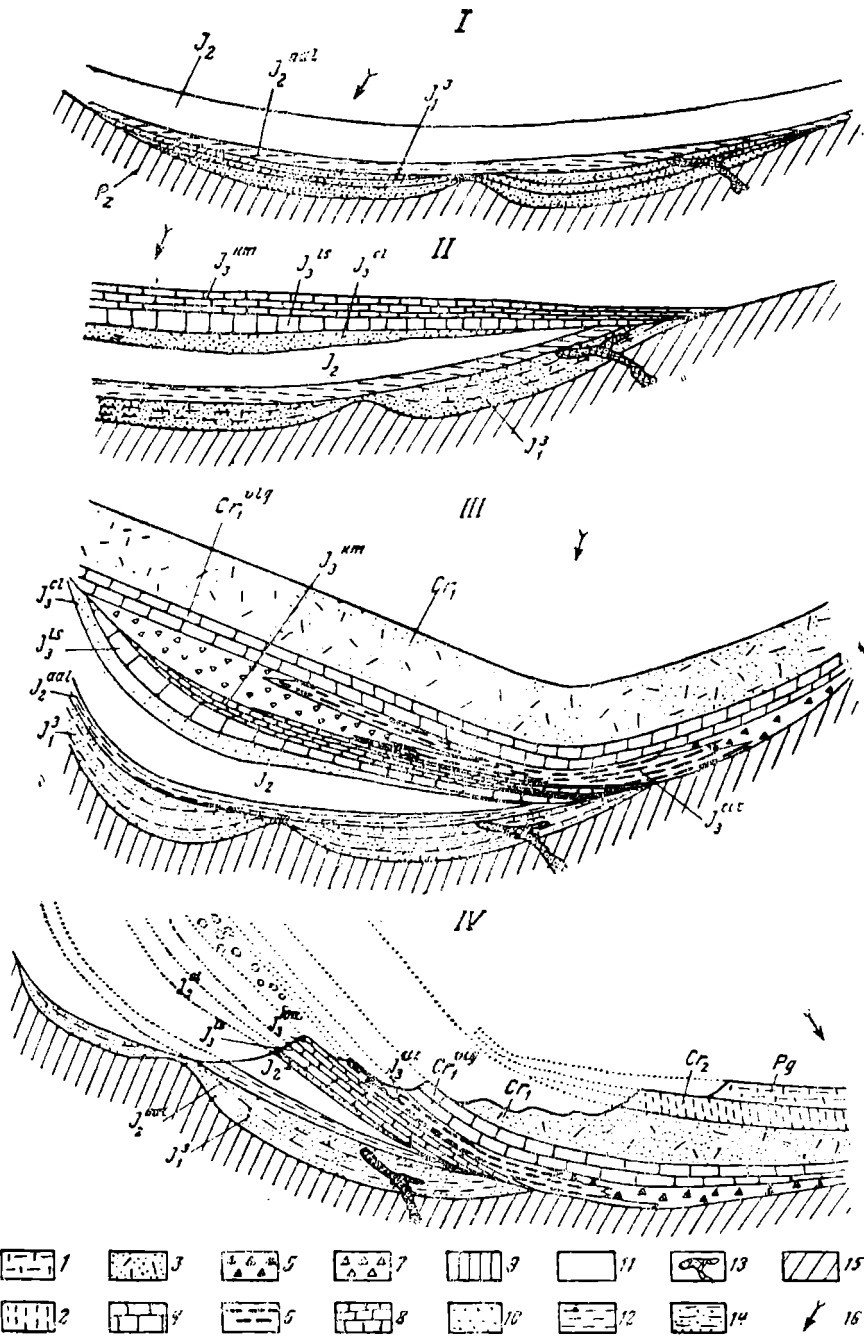
ского района, с которым оно непосредственно смыкается. Наличием приподнятого герцинского основания можно объяснить все особенности строения и истории развития Ставропольского плато. Можно полагать, что это герцинское основание прослеживается под всей Предкавказской равниной в целом, вплоть до подземного кряжа, соединяющего Донецкий бассейн с Мангышлаком и нацупанного скважиной в районе ст. Котельниково. Только во впадинах (Кубанской и Терской) это основание глубоко погружено, а в области Ставрополя — сильно приподнято.

В течение мезозоя древний фундамент вместе с покрывавшими его осадочными образованиями испытал лишь сравнительно незначительные деформации. В процессе их развития формировались последовательно смещавшиеся впадины, заполнявшиеся осадками, создалась та моноклиналная общая структура, которая составляет важнейшую черту современной тектоники района, возник резкий перелом в простирании юры и мела, который намечается в средней части описанного района, и, наконец, те небольшие складки, связанные с выступами древнего фундамента, которые осложняют общую моноклиналную структуру.

Впадина, в которой отлагались континентальные верхнелейасовые осадки, образовалась в южной части описанного района. Она примерно совпадала по своему положению с областью современного распространения верхнелейасовых песчаников. В ложе этого прогиба с самого начала его возникновения намечались на фоне общего прогибания отдельные более приподнятые и более опущенные участки, определяемые сейчас по характеру распространения глинистых и песчаных фаций (фиг. 25, I).

В среднеюрскую эпоху этот прогиб расширился и углубился, и в нем стали отлагаться морские осадки. Перед этим на границе лейаса и аалена его охватили некоторые поднятия, вызвавшие размыв лейаса и несколько несогласное залегание на нем аалена.

Перед отложением верхней юры северный борт прогиба, видимо, испытал поднятие. Верхнеюрский бассейн оказался оттесненным к юго-западу сравнительно со среднеюрским. Его южной границы мы не знаем (фиг. 25, II). В течение верхнеюрского времени поднятия на севере сменились медленными опусканиями, обусловившими постепенную трансгрессию верхнеюрского моря от келловей до кимериджа все дальше и дальше на северо-восток. Трансгрессируя в этом направлении, верхнеюрское море последовательно абрадировало берег, сложенный среднеюрскими глинами, затем ааленскими породами и, наконец, верхнелейасовыми песчаниками, срезая их слой за слоем. Дальше в титонское время область накопления осадков сместилась еще дальше к северо-востоку в область, до того приподнятую и сложенную палеозойскими породами. Вместе с тем область юго-западнее, до того опущенная и являвшаяся площадью отложения кимериджских осадков, испытала резкое поднятие, сопровождавшееся размывом и сносом только что возникших кимериджских известняков, из которых стали образовываться титонские брекчии (фиг. 25, III). С другой стороны, на северо-востоке в области сложенной палеозойскими гранитами и кристаллическими сланцами, также произошли сильные поднятия (образование дресвы). Таким образом, титонские осадки формировались в сравнительно узкой ложбине, ограниченной и с юго-запада и с северо-востока поднятиями. Притом область накопления титонских осадков сместилась несколько к северу по сравнению с областью накопления келловейских, лужитанских и кимериджских отложений. Иначе говоря, ось титонского прогиба оказалась северо-восточнее вероятной оси областей накопления предыдущих осадков. Мы здесь видим начало смещения прогибов к северо-востоку, начиная с верхней юры.



Фиг. 25. Схема основных этапов развития структуры района северного склона Кавказа к югу от Кавказских Минеральных вод. Составил М. В. Муратов, 1944 г.

I—структура района после средней юры; II—структура района после меловая, лузитана-киме-риджа; III—структура района после титона-нижнего мела; IV—структура района после верхнего мела и создания моноклинали. Сплошными линиями показана современная структура, сохраняющаяся от эрозии, пунктиром—то, что смыто эрозией. 1—палеоген (Pg); 2—верхний мел (Cr₂); 3—нижний мел, готерив альб (Cr₁); 4—нижний мел, валанжин (Cr₁^{vlj}); 5—титон: гранитная дресва (J₃^{tit}); 6—красные глины с гипсом (J₃^{tit}); 7—известняковые брекчии (J₃^{tit}); 8—известняки киме-риджа (J₃^{okf}); 9—известняки лузитана и оксфорда; (J₃^{okf}); 10—песчаники келлоева (J₃^{cl}); 11—глины байоса и бат (J₂^{bj+bt}); 12—ааленский ярус (J₂^{aal}); 13—порфириновые интрузии; 14—верхний лейас (J₁); 15—палеозойский фундамент (Pz); 16—оси впадин.

Нижнемеловой прогиб унаследован титонский, но расширился и углубился по сравнению с ним. Верхнемеловой прогиб особенно сильно сместился к северу по сравнению с нижнемеловым. Область отложения верхнеюрских и нижнемеловых осадков оказалась в юго-западном крыле верхнемелового прогиба (фиг. 25, IV). Основание выполняющих его осадков срезает нижний мел и уходит, погружаясь, далеко к северо-востоку. Осевая часть верхнемеловой депрессии смещена далеко к северо-востоку (точного положения ее мы не знаем). Верхнемеловой прогиб захватил огромное пространство всей современной Предкавказской депрессии, вплоть до южной окраины Донецкого бассейна. Эта область до начала верхнего мела была или целиком или в значительной мере приподнята. Таким образом, в ее развитии наступает с начала верхнего мела совершенно новый этап. До того приподнятая область в основном герцинских сооружений превращается в систему развивающихся затем передовых впадин альпийского сооружения Кавказа. Крыло этого прогиба захватило и область северного склона Главного хребта, вероятно, целиком и весь описанный район.

Смещение титонско-нижнемелового прогиба к северо-востоку, по сравнению с келловейско-кимериджским, и верхнемелового, по сравнению с титонско-нижнемеловым, в том же направлении связано, очевидно, с какой-то общей причиной. Таковой, по видимому, является проявление поднятий в осевой части Главного Кавказского хребта — Кавказского мегаантиклинала. Эти поднятия должны были вызвать смещение прогибов от центра поднятия к его периферии. Погружение герцинской зоны Предкавказья и возникновение огромного верхнемелового прогиба связано во времени с энергичным воздыманием и ростом Кавказского мегаантиклинала, начало роста которого, вероятно, было заложено еще раньше — в лейасе (когда на северном склоне Главного хребта отлагались грубые конгломераты).

Таким образом, можно полагать начало заложения моноклиальной структуры рассматриваемого района с верхнемелового времени, как это и отражено на схеме (см. фиг. 25, IV). Хотя, конечно, окончательное оформление ее до современного состояния произошло много позже — в неогеновую эпоху, но в верхнем мелу, в связи с опусканиями на северо-востоке и восходящими движениями на юго-западе, в промежутке между этими областями впервые заложилось соединяющее их промежуточное крыло, впоследствии развившееся в современную моноклиальную структуру. Наоборот, до верхнего мела нет признаков ее существования, и можно считать более вероятным наличие здесь более мелких поднятий и опусканий, антиклиналей и синклиналей, несколько смещавшихся, как уже выше показано, во времени и в пространстве.

Моноклиальная структура северного склона Кавказа является, следовательно, довольно молодой заложившейся в верхнем мелу. Осложняющие ее изгибы и складки, как это ни странно на первый взгляд, оказываются более древними. Они возникли, когда еще не было общего моноклиального наклона слоев на север, а последний сформировался, когда уже эти мелкие дислокации существовали.

Мы уже говорили, что антиклинали и синклинали верхнемеловых пород, облекающих выступы и впадины древнего палеозойского фундамента, уже наметились в эпоху отложений лейасовых осадков, о чем можно судить по распределению фаций. С другой стороны, наличие круто заданных (до 60—80°) крыльев складок в верховьях Малки, сложенных лейасом, и вероятность сбросов показывают, что эти дислокации происходили после формирования верхнелейасовых осадков, т. е. структуры, заложившиеся до лейаса, продолжали развиваться и позднее. Более того, показанное выше некоторое поднятие поверхности основания верхнеюрских и титонских пород (см. фиг. 13 и 23) в рай-

оие северного крыла Малкинско-Муштинской антиклинали говорит и о более поздних движениях, продолжавшихся, следовательно, по крайней мере до титона. Эти движения проявлялись с конца лейаса до титона включительно и создавали пологие складки юрских отложений, в частности упомянутую Малкинско-Муштинскую складку, а образуя деформации фундамента, создавали выступы и впадины его поверхности.

У нас нет данных для того, чтобы сказать, продолжались ли эти движения позже титона, так как верхнеюрские и лейасовые породы ничем не прикрыты в области Малкинско-Муштинской антиклинали. Карта кровли валанжина в этом отношении ничего не дает, так как валанжинские осадки слишком удалены от рассматриваемых дислокаций. Таким образом, конкретных данных нет ни за, ни против, но, конечно, вполне вероятно, что движения по ним происходили и позже, вплоть до третичного времени. Нам представляется, что пологие дислокации Ставропольского плато, как, например, вытянутая с северо-запада на юго-восток крупная Невинномысская антиклиналь и ряд других более мелких, расположенных параллельно ей севернее, по своей природе мало отличаются от наших антиклиналей, Малкинско-Муштинской или Харбазской. Они характеризуются, правда, своими большими размерами и сложены с поверхности более молодыми слоями. В строении их принимает участие неоген, вплоть до верхнего сармата. Но в ядрах их основания, — если наше предположение о приподнятом герцинском фундаменте Ставропольского плато правильно, — должны залегать те же палеозойские породы фундамента, которые залегают и в ядрах наших антиклиналей. Однако возраст ставропольских складок, очевидно, очень молодой — послесарматский. Сопоставление с этими складками наших структур позволяет считать возможным, что и в нашем районе движения, формировавшие складки, могли продолжаться до третичного времени. Однако, как уже говорилось, складки нашего района начали существовать в лейасе и оформились вполне уже в титоне. Были ли в них подвижки более молодые — мы все же точно сказать не можем.

То же самое касается описанных выше поперечных к моноклинали ступенчатых или флексуорообразных изгибов слоев, прослеживающихся вдоль долины р. Эшкакона и от среднего течения Кич-Малки к верховьям Березовки.

Все эти дислокации резко выражены в основании титона, следовательно, оформились до титонского времени (или в начале титона). Кровля же валанжина их почти не отражает. Следовательно, подвижки по ним после валанжина могли происходить лишь очень слабые. То же касается Кисловодского выступа — резкие изменения мощности титонских пород на нем и рядом с ним показывают, что он был погребен титонскими осадками и, следовательно, существовал до титона. В кровле валанжина он почти не сказывается. В вышележащих нижнемеловых слоях, примерно над его склонами, установлены ступенчатые сбросы, свидетельствующие о подвижках, продолжавшихся после нижнего мела. Но опять-таки в основном структура создавалась до нижнего мела — в начале титона или до титона.

Все эти мелкие поперечные изгибы можно, повидимому, считать как бы сопутствующими основному поперечному флексуорообразному изгибу слоев, который резко разделяет простирающие всех слоев к северу от Малкинско-Муштинского выступа. К западу от него слои моноклинали, как мы видели, имеют почти широтное простираение, к востоку от него — северо-западное, а для верхних горизонтов (нижний мел) даже почти меридиональное.

В лейасовых, верхнеюрских и титонских отложениях, если отбросить мелкие изгибы, осложняющие их залегание немного по-разному, общий излом простираения имеет одинаковый характер. Все эти породы накло-

нены западнее долины Малки (если не считать мелких изгибов), примерно одинаково (на СВ 20°).

В районе верховьев Лахрана и устья Гедмыша все они испытывают резкий перегиб, падая на СВ 60—70° (см. фиг. 13 и 14). Этот перегиб сопровождается вдоль восточного его крыла в нижнем течении Гедмыша довольно глубокой ложбиной. Западное крыло последней относительно крутое и осложнено рядом мелких ступенчатых сбросов, у которых опущены восточные крылья. В восточном крыле слои имеют широтное простираание, а затем вновь перегибаются, приобретая северо-восточное падение. Весь перегиб имеет, таким образом, вид крупной ступени (флексуобразного изгиба), осложненной еще продольной ложбиной и мелкими сбросами. В валанжинских слоях на более высоком уровне эта ступень также отлично выражена (см. фиг. 24), хотя здесь она не сопровождается разломами и имеет более плавный характер.

В целом ступень, в связи с общим моноклинальным падением слоев, наклонена к северо-востоку, иначе говоря, один конец ее приподнят относительно другого. Поэтому с ней и связано общее изменение простираания слоев, чего бы не было, если бы она была развита в горизонтальных слоях.

Возникновение флексуобразной ступени, так же как и других дислокаций, произошло до образования моноклинали. Это подтверждает различный характер мощности и отчасти фаций нижнемеловых и титонских отложений в области разных крыльев ступени. Мощность нижнего мела, как мы уже знаем, больше в восточном ее крыле — более чем на 100 м (район сел. Каменноостского) по сравнению с западным (район Кисловодска). Титонские отложения в юго-восточном крыле представлены в значительной части морскими известняками и брекчиями (внизу). В западном крыле мы видим дресву и континентальные глины. Мощность титона на востоке значительно больше, чем на западе. Признаков различия фаций или мощностей пород в разных крыльях ступени для более древних горизонтов мы не имеем, поэтому нет данных, существовала ли она до титона. Но упомянутые фациальные различия титона указывают, что в титонское время она, несомненно, уже была, так как эти различия связаны, очевидно, с разной степенью погружения обеих ее крыльев.

Можно думать, что ступень эта сформировалась первоначально на фоне горизонтальных слоев как крупная флексура, у которой восточное крыло опустилось относительно западного. Может быть, на глубине ее образование сопровождалось разломами и сбросами в палеозойском фундаменте. Вероятно, одновременно с ней, отражая общую тенденцию опускания ее восточного крыла относительно западного, образовался ряд дополнительных более мелких флексуобразных изгибов (возможно с разломами на глубине), имеющих также восточные крылья, опущенные относительно западных (Березовско-Кичмалкинская ступень, Эшкаконская ступень).

Флексура возникла до титона. Мы полагаем, что первоначальное образование ее и сопровождающих ее дислокаций связано с теми движениями, которые вызвали поднятие гранитных массивов, их разрушение и образование гранитной дресвы на севере и сказались также и на юге района, т. е. именно с поднятиями титонского времени. Впоследствии с ней были связаны небольшие подвижки, продолжавшиеся после нижнего мела. Они вызвали образование главной флексуры в валанжинских слоях и мелких сбросов в толще нижнего мела. Сказываются они также в верхнемеловых отложениях.

При создании моноклинали в верхнем мелу оба крыла флексуры на юге были приподняты, на севере опущены. Дальнейшие подвижки всей моноклинали, а также, вероятно, и в самой флексуре сформировали со-

временную наклонную флексуобразную ступень, осложненную мелкими нарушениями.

Очень любопытно общее положение описываемой флексуобразной ступени. Она располагается на западном краю широкой меридиональной полосы, которая, начинаясь примерно от нашего района или южнее, тянется на север-северо-восток между Пятигорском и Георгиевском и далее к Буденновску. Рассматривая геологическую карту этой полосы, легко видеть, как все отложения и структуры здесь быстро погружаются в направлении с запада на восток. На юге это погружение в предгорья Главного хребта выражается в увеличении углов падения юрских, нижне- и верхнемеловых и палеогеновых пород. Севернее оно сказывается в довольно резком погружении неогеновых отложений под четвертичные. Как указывает М. М. Жуков в северной части Ставропольского плато апшеронские слои уходят к востоку под четвертичные, образуя флексуобразный перегиб с довольно крутым средним крылом. То же происходит южнее с более древними породами — миоцена и палеогена.

Таким образом, мы здесь имеем дело с единой зоной флексуобразного погружения всех пород от палеогена до плиоцена с запада на восток — от Ставропольского плато в недра Терской депрессии. Повизому, флексуобразный перегиб слоев мезозоя в нашем районе можно рассматривать как некоторую часть в общей зоне этого крупного погружения. Возраст этой зоны погружения на севере, видимо, очень молодой: в области Ставропольского плато он плиоценовый или даже четвертичный. Не исключена вероятность, что движение в этой зоне происходит до настоящего времени.

Приведенные данные, однако, показывают, что возникновение этой зоны произошло очень давно, во всяком случае не позднее титона, и она является, таким образом, весьма древним и устойчивым элементом структуры Северного Кавказа.

Интересно, что как раз с этой зоной в ее южной части связаны многочисленные четвертичные или плиоценовые проявления вулканической деятельности в виде пеплов и туфов района Нальчика и целых вулканических аппаратов. Можно думать, что их присутствие связано здесь с наличием разломов в этой зоне. Невольно возникает вопрос, не связаны ли все знаменитые пятигорские лакколиты тоже с разломами в этой зоне, к которой локально они очень близки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андронов С. М. и Ильина Н. С. О юрских железорудных горизонтах Северного Кавказа. Советская геология № 3, 1941.
2. Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Т. I. 1941.
3. Архангельский А. Д. Несколько соображений о геологической структуре Ставропольской возвышенности и примыкающих к ней частей Кавказского хребта, БМОИП, т. XXXIII, № 1—2, 1926.
4. Белоусов В. В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования. Ч. I, II и III. Тр. ЦНИГРИ, вып. 108, 121, 126, 1938, 1939, 1940.
5. Герасимов А. П. Геологический очерк бассейна верхней Малки (Северный Кавказ). Тр. ЦНИГРИ, вып. 62, 1936.
6. Герасимов А. П. Обзор геологического строения северного склона Главного Кавказского хребта в бассейнах рек Малки и Кумы. Тр. ЦНИГРИ, вып. 123, 1940.
7. Герасимов А. П., Янишевский М. Э. О верхнесилурийских осадках в окрестностях Кисловодска на Северном Кавказе. Изв. Геол. ком., т. XXXV, 1916.
8. Гзовский М. В. Геологическое строение района верховьев р. Малки (северо-восточное подножье Эльбруса). Труды Моск. геол.-разв. инст. т. XXIII 1948.
9. Ефремов Н. Е. Серпентиниты Северного Кавказа в связи с вопросом их комплексного использования. Советская геология № 7, 1938.

10. Лесникова А. Ф. Юрские растения Кавказа. Изв. Геол. ком., т. XXXIV, № 3, 1915.
11. Маслов В. П. Атлас карбонатных пород: Часть I -- Породообразующие организмы. ОНТИ, 1937.
12. Милановский Е. В. О возрасте симбирских слоев и белемнитовой толщи Поволжья. БМОИП, № 1, 1940.
13. Мордвилко Т. А. К стратиграфии нижнемеловых отложений в Кисловодском районе на Северном Кавказе. Зап. Всер. мин. общ., ч. 68, № 1, 1939.
14. Пазюк Л. И. Материалы по петрологии метаморфических сланцев района рек Мушты и Хасаута на Северном Кавказе. Уч. зап. Ростовского-на-Дону гос. универс., Тр. каф. геол. и мин., вып. X, 1937.
15. Паффенгольц К. Н. Граниты Малки и Мушты, Изв. Геол. ком., т. XLIII, № 10, 1924.
16. Пчелинцев В. Ф. Материалы по изучению верхнеюрских отложений Кавказа. Тр. ГГРУ, вып. 91, 1931.
17. Ренгартен В. П. Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа. Тр. III Всес. съезда геологов, вып. 2, Ташкент, 1930.
18. Робинсон В. Н. Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейнов рек Лабы и Белой на Северном Кавказе. Тр. ВГРО, вып. 226, 1932.
19. Соловьев С. П. Краткий геологический очерк верховьев Баксана (южное и юго-восточное подножье Эльбруса). Предварительный отчет о работах в 1930 г. в Кабардино-Балкарской авт. обл. Изв. ВГРО, вып. 37, 1932.
20. Соловьев С. П. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Привольбрусском районе в 1931 г. Матер. ЦНИГРИ, сб. 2, 1933.
21. Соловьев С. П. Геологическое строение и минеральные ресурсы бассейнов рек Тызыла, Урдю и Гижгата (Северный Кавказ). Тр. ЦНИГРИ, вып. 89, 1936.
22. Соловьев С. П. Происхождение кристаллических сланцев верховьев р. Баксан. Зап. Всер. мин. общ., ч. 67, вып. 2, 1938.
23. Соловьев С. П. Рудоносный район Тырныауз. Изд. Акад. наук. 1940.
24. Галдыкин С. И. Малкинское железо-хром-никелевое месторождение в Кабардино-Балкарской автономной области. Изв. ВГРО, вып. 84, 1931.
25. Тарасов Н. И. Коралловые рифы высоких широт. Природа № 4, 1943.
26. Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. Перевод с английского. ОНТИ, 1936.
27. Хабаков А. В. О находке фауны радиоларий в кремнистых сланцах и яшмах палеозоя Кавказского хребта. Изв. ВГРО, вып. 12, 1932.
28. Чихачев П. К. Аммониты келловейских отложений Северного Кавказа. Тр. ВГРО, вып. 207, 1932.
29. Grabau A. W. Principles of Stratigraphy. New York, 1924.

М. В. ГЗОВСКИЙ

ТЕКТОНИКА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПРИЭЛЬБРУСЬЯ (Северный Кавказ)

ВВЕДЕНИЕ

Слабо изученная в геологическом отношении область верховьев р. Малки в центральной части Северного Кавказа представляет большой интерес благодаря тому, что обнажающиеся здесь древние палеозойские породы проливают некоторый свет на глубинное строение Минераловодского района и на его древнюю историю.

Первое геологическое описание этого района с приложением геологической карты в масштабе 1 : 200 000 было сделано А. П. Герасимовым на основании его работ 1928 и 1929 гг. [8]. Эта работа и по настоящее время является самой подробной, хотя автор ее не имел возможности достаточно детально изучить геологическое строение области, в особенности многочисленные и разнообразные магматические породы, структуру и стратиграфию палеозойских образований и возраст морен и лав Эльбруса. Соседние районы верховьев рек Кубани и Баксана являются более изученными [24, 25, 26].

Летом 1941 г. в составе группы сотрудников Московского геолого-разведочного института им. С. Орджоникидзе автор настоящей статьи в течение десяти дней принимал участие в составлении геологической карты северо-восточного Приэльбрусья в масштабе 1 : 50 000. Руководивший работами в поле Д. С. Кизевальтер не имел возможности произвести обработку собранного материала, которая была выполнена автором под руководством проф. В. В. Белоусова зимой 1942—1943 гг.¹

Местность, геологическому описанию которой посвящена данная работа, захватывает восточное окончание хр. Ташлы-Сырт, лежащего непосредственно севернее Эльбруса в системе Передового хребта, с вершиной Сурх (3084 м), горным массивом Кара-Кая (2870 м) и западной частью хр. Шаукамны-Сырт (около 3000 м). Севернее этой полосы хребтов располагается холмистая область Бичесына, полого опускающаяся к северу к подножью Скалистого хребта. В описываемый район входит только часть южного Бичесына (около 2000 м).

Главной водной артерией района является р. Малка. Она протекает на этом участке примерно с юга на север в глубоком ущелье, принимая справа ряд притоков. Малка прорывает Передовой хребет между горами Сурх (слева) и Кара-Кая (справа) и спадает двумя водопадами, один из которых достигает 70 м высоты.

¹ Данная статья написана по материалам предварительных кратких маршрутов. Более новые данные, полученные Д. С. Кизевальтером в 1946—1947 гг. внесли некоторые изменения и дополнения в изложенные ниже представления.

СХЕМА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Изученный район лежит в области, соединяющей Главный Кавказский хребет с так называемой Ставропольской глыбой. Его геологическое развитие проходило довольно сложными путями.

Наиболее древними породами являются сильно смятые нижнепалеозойские кристаллические сланцы, прорванные красными гранодиоритами Малкинской интрузии, вероятно, каледонского возраста. Они слагают хр. Шаукамны-Сырт и выходят в ущелье Малки (фиг. 1). По круто падающей линии раскола эти сланцы соприкасаются на юге у горы Сурх с каменноугольными и кремнистыми сланцами, также смятыми в складки, но уже несколько другого типа. И нижнепалеозойские кристаллические и каменноугольные кремнистые сланцы резко несогласно перекрыты слабо дислоцированными нижнеюрскими и песчано-глинистыми породами, слагающими Бичесын. Наконец, самые молодые, четвертичные образования вложены в эрозионные и экзарационные ложбины, прорезающие все предыдущие комплексы. Они представлены вулканогенными, ледниковыми и аллювиальными отложениями.

Указанные четыре комплекса резко отличаются друг от друга и по возрасту, и по литологии, и по степени метаморфизованности, и по своей структуре.

СТРАТИГРАФИЯ

1. Нижний палеозой

Цоколь северных трех четвертей района, который обнажается в склонах речных долин, а на юге и на водоразделах, сложен мощной толщей (более 3500 м) кристаллических, главным образом хлорито-серицитовых сланцев. На севере кристаллические сланцы прорваны интрузией красных гранодиоритов.

Хотя вся толща сланцев в общем достаточно однообразна, А. П. Герасимовым [8, 9] выделяются следующие разновидности: кварцево-мусковитовые, кварцево-биотитовые, кварцево-хлоритово-двуслюдистые и кварцево-хлоритовые сланцы. Местами встречаются полевые шпаты, андалузит и турмалин. Для всей толщи в целом характерна сильная окварцованность, которая проявляется в виде многочисленных мелких зерен кварца, вытянутых согласно с общей слоистостью пород, и кварцевых жил, послойно пронизывающих кристаллические сланцы. Мощность жил обычно измеряется единицами сантиметров, но иногда доходит до 40 м. Кварц молочно-белый, сильно раздробленный. Количество его сильно возрастает по мере приближения к гранодиоритам.

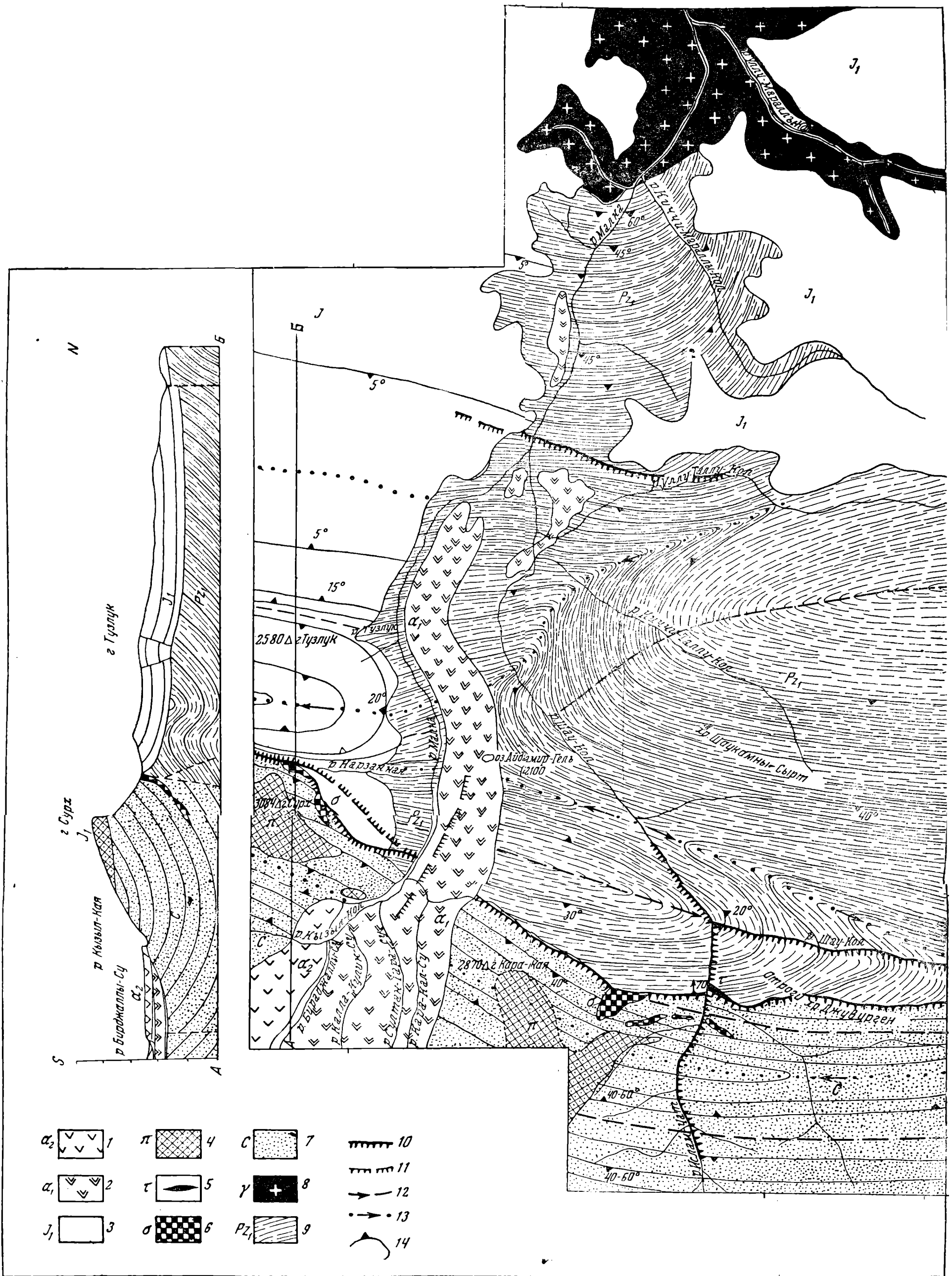
В зоне контакта с гранодиоритами в нижнем течении р. Киччи-Мараллы-Кол наблюдаются:

1. Послойно инъецированные гранодиоритом темные роговиковые породы. Постепенно количество полевых шпатов в составе магматических пропластков уменьшается, и они обогащаются кварцем. Общая мощность этой зоны около 400 м.

2. Послойно инъецированные кварцем гнейсовидные роговики и биотитовые сланцы с полевыми шпатами. По мере удаления от гранодиоритов в роговиках все чаще начинают попадаться прослойки хлоритово-слюдистых сланцев мощностью 10—30 м. Общая мощность около 350 м.

3. Хлоритовые сланцы, которые в результате постепенного увеличения мощности прослоев приобретают главную роль в составе метаморфизованной толщи.

Близкие по составу древние кристаллические породы описаны на большой площади в пределах Центрального Кавказа, вокруг гранитного ядра Главного хребта [2, 16, 20, 21, 23, 26].



Фиг. 1. Структурно-геологическая схема северо-восточного Приуралья. Составили М. В. Гзовский и Д. С. Кизевальтер, 1941 г.

1—рисс-вюрмские андезиты второго потока (α₂); 2—рисс-вюрмские андезиты первого потока (α₁); 3—лейас (J₁); 4—порфиры (лейас?) (π); 5—кварцевый порфир, интрузивный (τ); 6—габбро, пироксениты, серпентиниты (σ); 7—карбон (C); 8—гранодиорит (γ); 9—нижний палеозой (P₂); 10—зона крупных дизъюнктивных нарушений и падение поверхности раскола, штриховка в сторону опущенного крыла; 11—предполагаемая зона нарушений; 12—ось антиклинали; 13—ось синклинали (стрелки в сторону погружения шарнира); 14—стратонизогипсы для условных маркирующих горизонтов через 250 м и элементы залегания.

Выяснению возраста метаморфических пород Центрального Кавказа посвящена специальная работа А. П. Герасимова [10]. Им выделяются три свиты, отличающиеся друг от друга по степени метаморфизованности.

Наименее метаморфизованная свита филлитов, кварцитов и известняков известна в среднем течении р. Малки. Палеонтологические находки в ней определили только верхний силур. Некоторые окаменелости в свободно лежащих глыбах известняка позволили А. П. Герасимову предположить, что в эту толщу входит также и кембрий.

Вторая свита состоит из хлоритовых и других кристаллических сланцев, в число которых входят также и сланцы нашего района. В одном месте удается наблюдать тектонический контакт этой свиты с предыдущей. Простираения и углы наклона в обеих свитах одинаковы. На основании большей степени метаморфизма вторая свита считается верхнедокембрийской.

Наконец, третья свита гнейсов по той же причине считается нижнедокембрийской.

В настоящее время указанные возрастные подразделения перестают удовлетворять многих исследователей. Во-первых, сам признак является весьма «не первоклассным» (А. П. Герасимов); во-вторых, ставится под сомнение ведущая роль регионального метаморфизма при образовании этих пород; наконец, в-третьих, в районе рек Урупа и Чилика были найдены палеонтологически охарактеризованные средне- или верхнекембрийские известняки, согласно лежащие под толщей хлорито-серицитовых сланцев второй свиты.

Много сомнений возникает и в отношении нижнедокембрийского возраста гнейсовой свиты.

Мы считаем, что развитые в нашем районе сланцы наиболее правильно считать нижнепалеозойскими.

Вопросу состава пород, из которых образовались кристаллические сланцы, посвящена специальная работа С. П. Соловьева [26], который отмечает три группы фактов:

1. Геологические данные: перемежаемость пород напоминающая слоистость; выдержанность простираний; плойчатость.

2. Петрографические данные: отсутствие реликтовых структур изверженных пород; редкость полевых шпатов; окатанный облик встречающихся зерен циркона.

3. Химические данные: явное преобладание K_2O над Na_2O и MgO над CaO , что характерно для химического состава осадочных горных пород; близость валового химического состава хлорито-серицитовых сланцев к песчано-глинистым породам, а амфиболитовых — к составу мергелей.

В соответствии с этими фактами С. П. Соловьев считает, что кристаллические сланцы образовались за счет осадочных пород.

В нашем районе не найдено данных, которые противоречили бы этим положениям. Однако на основании микроскопических исследований Д. С. Кизевальтер считает, что сланцы образовались из вулканогенных пород. Таким образом, первоначальный материал сланцев пока неясен.

Если встать на точку зрения первоначального осадочного происхождения пород (что возможно в какой-то степени при обоих вариантах), то определенные общие пространственные изменения, которые можно констатировать, могут объясняться или фациальной изменчивостью или стратиграфической сменой выходов в разных элементах структуры.

Несмотря на большое сходство пород, все же удается заметить, что в северных выходах, в среднем течении р. Малки и на р. Тызыле, довольно много кварцитовых, графитовых и амфиболитовых сланцев, ко-

горы почти не встречаются южнее (в нашем районе), где основным типом являются хлорито-серцитовые сланцы, так же как в районе рек Лабы и Белой [20].

Далее к югу, в южном Приэльбрусье [23, 24, 26] хлоритовые сланцы вновь утрачивают свое значение, уступая биотитовым, разнообразным кварцитовым и амфиболитовым породам. Наконец, на Балкарском Черке [16] большую, чем где-либо в другом месте, роль играют амфиболитовые сланцы.

У исследователей Центрального Кавказа есть два мнения о причинах, вызвавших метаморфизм. А. П. Герасимов [9, 10] считает, что осадочные породы песчано-глинистого и мергелистого состава подверглись региональному метаморфизму благодаря погружению в глубокие зоны земной коры с высокими температурами и давлениями. Он считает, что сланцы были уже метаморфизованы к моменту внедрения гранодиоритов. Другую, совершенно обратную точку зрения выдвигает С. П. Соловьев [26]. Его вывод формулируется следующим образом: «Причиной образования указанных кристаллических сланцев и гнейсов, преимущественно за счет древних осадочных пород; были интрузии гранитоидов, воздействие которых (в широком смысле слова, т. е. включая сюда не только контактово-метасоматические, но и гидротермальные и другие процессы) сопровождалось давлением».

Если возраст пород, из которых образовались сланцы, нижнепалеозойский, то региональный метаморфизм не может быть привлечен для объяснения их кристалличности, так как близкие к ним по возрасту верхнесилурийские отложения в среднем течении р. Малки несравненно менее метаморфизованы. В таком случае встает вопрос об интенсивности метаморфизирующего влияния красных гранодиоритов и о возрасте гранитов Главного хребта, так как и они могли играть роль в образовании метаморфических пород.

Описание гранодиоритов Малкинской интрузии мы здесь не приводим, так как оно дано в опубликованных работах К. Н. Паффенгольца [18] и С. П. Соловьева [25], и ограничиваемся лишь напоминанием того что они слагают граполитообразную интрузию, выклинивающуюся к северу на р. Муште. Возраст гранодиоритов моложе нижнего палеозоя и древнее нижнего карбона (судя по галькам из конгломератов нижнего карбона).

2. Карбон

Каменноугольные породы в районе верхнего течения р. Малки образуют широтную полосу, занимающую южную четверть нашей карты. Ими сложены горы Сурх, Кара-Кая и массив Джувурген.

До работ партии Московского геолого-разведочного института в литературе не указывался нормальный разрез этих гор. Было известно, что большую роль играют метаморфические сланцы. Относительно значения магматических пород мнения были различные.

Увязка всех разрезов дала возможность составления сводной колонки для каменноугольных отложений этого района. Наиболее древние части разреза наблюдаются на р. Ислам-Чат. Здесь снизу вверх (стратиграфически) располагаются:

1. Нижняя сланцевая свита, состоящая из черных углисто-кремнистых сланцев видимой мощностью 100 м, покрытых 100 м полосчатых кремнистых сланцев.

2. Песчано-туфовая свита мощностью 450 м. Свита начинается туфами. В средней части лежат кремнистые сланцы с прослоями конгломератов и двумя породами порфиритов. Вверху наблюдаются темнозеленые граувакки и серые дресвяные сланцы (50 м).

3. Известняковая свита, обнажающаяся только самыми нижними горизонтами на левобережье р. Ислам-Чат, где перекрывается тектоническим контактом с кристаллическими сланцами нижнего палеозоя.

Дальше разрез продолжается на западном склоне горы Сурх, где он начинается с плотных серых известняков с прослоями конгломератов и песчаников в средней части. Вверху появляются черные мраморизованные известняки. Видимая мощность известняковой свиты на горе Сурх 90 м. Истинную мощность сейчас указать невозможно, так как на р. Ислам-Чат обнажается только нижняя часть этой свиты, а под горой Сурх — верхняя.

4. Верхняя сланцевая свита состоит из серых кремнистых сланцев. Свита начинается горизонтом мелкозернистых песчаников. Ее видимая мощность равна 120 м. Она резко несогласно перекрыта мощной толщей порфиритов, слагающих вершину и южный склон горы Сурх.

Общая видимая мощность всех свит не менее 850 м.

Как видно из приведенного разреза, породы не дали нам никаких определенных указаний на их возраст; поэтому остается только путь сравнений с соседними районами. В. Н. Робинсон (устное сообщение Д. С. Кизевальтеру зимой 1941—1942 гг.) считает возможным приписывать этим породам визейский возраст. По нашему мнению, сравнение каменноугольного разреза верхнего течения р. Малки с метаморфической свитой В. Н. Робинсона в районе рек Лабы и Белой [20], с верхними свитами верховьев Кубани [2] и тырныузской свитой позволяет признать его нижнекаменноугольным. Дальнейшее уточнение кажется пока недостаточно обоснованным.

Севернее нашего района, под Кисловодском, мезозой ложится непосредственно на нижний палеозой. Следовательно, там карбон отсутствует.

В области современного распространения каменноугольных пород встречается несколько типов интрузивных и эффузивных пород. Остановимся на некоторых из них, оставляя пока в стороне молодые лавы Эльбруса.

Порфириды имеют наибольшее распространение по сравнению с другими изверженными породами. Они слагают вершину горы Сурх и верхние части ее южных склонов и, по видимому, большие площади на вершине горного массива Кара-Кая.

Несмотря на пространственную связь с карбоном, порфириды не могут быть определенно отнесены к этому возрасту. Скорее даже можно предположить, что они значительно моложе, так как они с резким угловым несогласием ложатся на все выделенные выше свиты карбона. Найденные в осылях обломки агломератов говорят об эффузивном характере их образования. Это также подтверждается прослоями песчано-глинистого материала, встреченными С. П. Соловьевым [23] среди отдельных покровов.

На склонах долины р. Ислам-Чат нам удалось наблюдать дайкообразные каналы истечения магмы, которые пересекают смятый в складки карбон и очень слабо его метаморфизуют. Очевидно, что смятие предшествовало эффузиям.

Севернее нашего района, в среднем течении р. Малки, М. В. Муратовым [17], описаны порфириды, которые прорывают лейас. Этот факт, а также то, что изливания порфиритов на Северном Кавказе обычны в нижней юре, позволяет предполагать, что наши порфириды также относятся к лейасу. С. П. Соловьев из образцов с рч. Кызыл-Кол определил авгитовые порфириды. Кроме того, им были найдены и описаны здесь миндалекаменные диабазовые порфириды с кальцитовыми миндалинами. Для этих порфиритов характерна эллипсоидальная подушкообразная отдельность размером 1—1,5 × 0,5 м, что напоминает «pillow lavas», излившиеся в подводных условиях.

Основные и ультраосновные породы выходят цепочкой вдоль тектонического контакта карбона с нижним палеозоем (крутой надвиг) в виде мелких вытянутых массивчиков, у подножья северного склона горы Сурх и на обоих склонах долины р. Ислам-Чат.

На перевале из долины р. Ислам-Чат в долину правого притока р. Малки у горы Кара-Кая находится массив крупнозернистого габбро. Среди обломков в осыпи нами был найден кусок габбропегматита с кристаллами пироксена и полевого шпата до 4 см длиной. Ниже по склону прослеживается дайкообразное тело из габбровой породы, переходящей внизу в пироксенит. Вероятно, габбро является лейкократовым отщеплением ультраосновной магмы.

Остальные выходы представлены в различной степени серпентинизированными пироксенитами, местами превращенными целиком в серпентинофит неравномерно зеленого цвета с желтовато-зелеными просвечивающими по краям участками.

На р. Чегем нам удалось наблюдать серпентинизированные породы в нижнепермских красноцветных отложениях, среди которых в отдельных более грубых конгломератах были встречены гальки зеленокаменных пород, очень напоминающих сильно выветрелые серпентиниты. Это заставляет нас предполагать верхнепалеозойский возраст серпентинитов.

С. П. Соловьев также пришел к выводу о первоначально пироксенитовом облике и верхнепалеозойском возрасте серпентинитов в Чегемском районе.

Характерно, что описанные выходы ультраосновных пород, так же как и более северная группа Малкинских массивов, располагаются в областях синклиналей в палеозойских породах, о которых будет сказано ниже.

Кварцевые порфиры интрузивного характера располагаются в зоне надвигового контакта нижнего палеозоя с карбоном на р. Ислам-Чат. От дайкообразной залежи в обе стороны отходит ряд жил—апофиз.

3. Нижняя юра

Первые отложения, которые накопились на поверхности метаморфизованных палеозойских комплексов, являются нижнеюрскими. Они лежат резко несогласно на эродированных складках палеозоя.

В северо-восточном Приэльбрусье лейас сохранился на большей части территории, изображенной на нашей карте (см. фиг. 1). Возраст пород определяется на основании найденных А. П. Герасимовым [8] характерных ископаемых остатков морской фауны и флоры на р. Юнгешли. Кроме лейаса, здесь присутствует ааленский ярус, который некоторыми авторами относится к доггеру.

В районе верхнего течения р. Малки юрские песчаники и сланцы лежат на водоразделах и обнажаются в верхних частях склонов долин, тогда как в нижних частях склонов выходит цоколь из кристаллических сланцев или гранодиоритов.

Изученные нами три разреза по меридиональной линии вдоль левого берега р. Малки показали сильную изменчивость литологического состава и мощностей отдельных пачек. Наиболее мощным и обнаженным лучше других оказался разрез под горой Тузлук. Он распадается на три весьма неравноценные по мощности пачки слоев. Из общей мощности 350 м нижние 25 м падают на грубые песчано-конгломератные породы; верхние 50 м также сложены грубозернистыми песчаниками; вся оставшая промежуточная толща (275 м) представляет собой переслаивание глинистых и алевроитовых сланцев с тонкозернистыми и среднезернистыми песчаниками, причем последние играют подчиненную роль.

Базальные слои разреза представлены глыбовым конгломератом из кристаллических сланцев с кварцевыми прожилками, темных и серых кремнистых сланцев и белого кварца. Гальки и глыбы размером до 1 м слабо окатаны и лежат на неровной размытой поверхности сильно дислоцированного палеозоя. Мощность конгломератов достигает 10 м.

Другой разрез нижнеюрских пород изучен южнее у подножья северного склона горы Сурх. На юге разрез, образованный круто залегающими породами, оборван тектоническим контактом с карбоном. Отдельные мощные пласты плотных песчаников свободно прослеживаются до обнажений в склонах горы Тузлук и позволяют сравнить хотя бы часть этих разрезов.

Оказывается, что около горы Сурх почти весь разрез состоит из песчаников и конгломератов, фациально заменивших алевритовые сланцы. Под горой Тузлук из 350 м всех свит на долю глинистых сланцев (учитывая переслаивание с песчаниками) приходилось 190 м, т. е. 55%, а под горой Сурх из 200 м видимой мощности разреза, соответствующего средней сланцевой толще, на долю алевритов приходится только 40 м, т. е. 20%. Кроме того, размер галек в конгломератах здесь нередко достигает 40 см, чего совершенно не наблюдалось под горой Тузлук.

Вторым изменением является уменьшение мощностей. Так, одна из пачек переслаивания алевритовых сланцев с песчаниками под горой Тузлук имеет 120 м мощности, а у горы Сурх—20 м. Ошибка из-за фациальной изменчивости здесь исключена, так как и сверху и снизу эта пачка ограничена четкими маркирующими слоями грубозернистых песчаников, которые хорошо выделяются в рельефе склонов.

Третий разрез, самый северный, взят в той области, где юрские отложения налегают на гранодиориты. Удаленность от первых двух разрезов не дает возможности провести послойного сравнения пород и мощностей, но общий облик разреза здесь совершенно иной.

Гранодиориты у поверхности на 1,5—2 м сильно выветрены и в верхних слоях представляют собой совершенно разъединенные зерна кварца и разрушенных полевых шпатов, образующих дресвяник, на который ложатся базальные слои юрского возраста, состоящие из слабо перемытых верхних частей коры выветривания гранодиоритов. Часто бывает трудно четко отделить верхние слои коры выветривания от нижних юрских осадков, в которых сохраняется тот же состав, только с меньшей долей полевых шпатов. В местах же налегания лейаса на кристаллические сланцы он начинается с мелкогалечных конгломератов типа пудингов с мощностью в несколько метров и менее. Выше вся толща, относимая к лейасу, в основном состоит из полимиктовых среднезернистых песчаников с прослоями более или менее грубозернистых и изредка алевритовых сланцев.

Как видно из приведенных выше разрезов, нижнеюрские породы обладают большой изменчивостью фаций и мощностей на расстоянии 15 км.

В средней части района располагается зона больших мощностей и меньшей грубости осадков.

На юг, ближе к Передовому хребту, мощности сильно сокращаются, а породы становятся более грубыми. Характерным для этих двух разрезов является отсутствие галек из красных гранодиоритов и обилие темных обломков кремнистых сланцев карбона.

К северу от центральной зоны мощности также уменьшаются и материал грубеет, но не в сторону увеличения количества конгломератов, как на юге, а в сторону преобладания во всем разрезе песчаников однообразного характера с грубой и средней зернистостью. Состав нижних слоев целиком заимствован из подстилающих пород.

К северо-западу от горы Тузлук лейас изучался А. П. Герасимовым, который приводит сходный фактический материал, но иначе его интерпретирует. Различие в литологии лейаса в зоне гарполита и южнее нее он объясняет сбросом, который доказывается разным гипсометрическим положением контакта юры с нижним палеозоем. Эту разницу в 250 м он считает амплитудой сброса. По нашему мнению, вне зависимости от

наличия или отсутствия перемещения базальных слоев по сбросу, нельзя не считаться с фактом различной их литологии над гарполитом и под горой Тузлук, т. е. нельзя согласиться с отсутствием фациальной изменчивости на этом участке.

Пониженное положение подошвы юры под горой Тузлук связано с увеличенными в этом месте мощностями и синклинальным прогибом.

Наличие (по данным А. П. Герасимова [8, 9]) ааленской фауны в верхних слоях на поверхности Бичесына дает возможность сопоставления нашего разреза со свитой «верхних песчаников» и ааленской песчано-известковой свитой района верхней Кубани, которые были выделены там Г. П. Агалиным [2]. Остальных, более низких свит мы на верхней Малке не находим.

При сравнении этих разрезов видно, что:

1) в районе Малки осадки нижней юры начали отлагаться позже, чем на Кубани;

2) мощность разновозрастных (?) осадков на Кубани 700 м, а на Малке 350 м;

3) фации в районе верхнего течения р. Малки более грубые, менее железистые и менее карбонатные.

Вся сумма изменений в характере разреза говорит за то, что море пришло в район Малки со стороны Кубани (с северо-запада), где оно появилось раньше и было глубже. В общем все время и во всех областях море, вероятно, было мелким.

Теперь будет интересно рассмотреть изменения разреза в другом направлении. Обратимся на северо-восток, километров за 15—20, в бассейн р. Тызыла. Там С. П. Соловьев [22] оценивает мощность всего лейаса (тоар) и аалена в 450 м. Осадки представлены внизу песчаниками тоара, сверху — толщей глинистых сланцев с прослоями сферосидеритов, покрытых песчаниками с прослоями глинистых сланцев и мергелей ааленского яруса. Как указывает С. П. Соловьев, местами базальные конгломераты отсутствуют и замещаются углями.

В результате наших работ на Тызыле в 1941 г. создалось впечатление, что юрские породы контактируют со своим ложем на разных гипсометрических отметках, что связано с доюрским рельефом. В понижениях наблюдаются угли и сильно ожелезненные тонкозернистые песчаники в самых низах песчаной свиты С. П. Соловьева. На повышенных участках в основании тоара лежат конгломераты. При внимательном сопоставлении полных разрезов бросается в глаза, что:

1) мощности в бассейне Тызыла и в районе верхней Малки в общем одного порядка; все же в районе Тызыла они больше, причем главное увеличение мощностей происходит за счет песчаных осадков в низах разреза и песчаных и известняковых пород сверху, в ааленском ярусе;

2) фациальные изменения на р. Тызыле сказываются в меньшей грубости и большей угленосности и ожелезненности осадков; угли и сланцы содержат очень тонкий и мелкий растительный материал, тогда, как на Малке встречались грубые и крупные обломки древесины и даже куски стволов.

В результате сравнения напрашивается вывод о том, что бассейн р. Тызыла был более удален от берега, нежели верховье Малки.

Наконец, на юго-восточном подножье Эльбруса С. П. Соловьев [23] описал свиту песчаников крупно- и среднезернистых, лежащих на мелкогалечном конгломерате, который покоится на размытой поверхности кристаллических сланцев. Изредка встречаются тонкие прослои глинистых сланцев и остатки растений.

Возможно, что здесь сохранились отложения фации, близкой к той, которая наблюдалась в области гранодиоритного гарполита на р. Малке.

К северу от нашего района, по направлению к Кисловодску, весь

лейас и даже доггер выклиниваются, указывая положение северной суши [17].

Увязав между собой все разрезы нижней юры в области северного Приэльбрусья, можно представить себе характер тектонических движений в затопленной в лейасе и аалене местности. Земная кора погружалась на запад и восток от наиболее устойчивой меридиональной (или ЮЮЗ—ССЕ) полосы. Разница в величине прогибания внутри этой полосы достигала 250 м. Наиболее устойчивые и иногда поднимавшиеся участки располагались в пределах Передового хребта, откуда поступали глыбы, наблюдающиеся в основании разреза горы Тузлук. Эти высоты заливались морем только в последнюю очередь. При отступании моря они первыми осушались в виде островов и давали обломочный материал, накопившийся в прилежащих депрессиях. Меньшей величиной восходящих движений обладал участок гарполита. Он размывался гораздо слабее, а при затоплении морем сохранял только грубые песчаные фракции осадков. Промежуточная зона между гарполитом и Передовым хребтом («тузлукская зона») прогибалась наиболее интенсивно. В ее пределах аккумуляция осадков началась в первую очередь. Обломочный материал поступал главным образом с юга, с Передового хребта. На севере, в районе Кисловодска, все время была суша, и наш участок нижнеюрского бассейна, вероятно, напоминал пролив, соединявший Кубанскую ванну с Терско-Дагестанской.

4. Четвертичные образования

Описанию четвертичных отложений северного Приэльбрусья посвящена специальная статья, написанная автором совместно с М. В. Муратовым, помещенная в этом же сборнике. Поэтому здесь приводятся только основные выводы в наиболее сжатой форме.

Отложения четвертичного периода играют большую роль в области северного Приэльбрусья. Они покрывают чехлом палеозойские и мезозойские породы и создают скопления до нескольких сотен метров мощностью. Их образование происходило в результате деятельности ледников, вулканизма, водных потоков и процессов выветривания.

О возрасте четвертичных образований в районе верхней Матки можно судить только на основании сопоставлений с окружающими районами, так как здесь не было найдено руководящих ископаемых.

Стоя на точке зрения одновременности оледенений на всей территории Европы, мы строим стратиграфию четвертичных отложений, анализируя соотношения отдельных групп четвертичных пород с моренами.

Схема стратиграфии четвертичных отложений в северо-восточном Приэльбрусье представляется нам в следующем виде:

IV. Голоцен. Аллювий, делювий, осыпи, элювий и травертины.

III. Вюрм

7. Лавы верхнего конуса Эльбруса (третьего).

6. Конусы выноса на реках Шау-Кол и Малке.

5. Морены верхнего языка у каровых чаш и флювиогляциальные отложения у источника Джилы-Су.

4. Морены выше источника Джилы-Су и нижний язык каровых морен.

3. Озерные отложения у источника Джилы-Су.

2. Морены стадияльного конечного пояса у оз. Айдамир-Гель с валунами из андезитов.

1. Морены главной фазы оледенения вюрма с валунами из андезитов.

II. Рисс-вюрм 4. Лавы второго потока.

3. Предполагаемый аллювий между первыми и вторыми.

лавами и озерными отложениями в низовьях рек Уллу-Таллу-Кол и Шау-Кол.

2. Лавы первого потока.

1. Предполагаемый аллювий ниже первых лав.

I. Рисс

2. Флювиогляциальные и аллювиальные отложения, остатки которых встречаются в виде россыпей галек на высоких частях склонов.

1. Морена без валунов из андезитов.

СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА РАЙОНА

Следует напомнить, что район верхнего течения р. Малки складывается из четырех комплексов, отличных не только по возрасту и литологии, но и по структуре. Южная четверть, в виде широтной полосы, образована каменноугольными породами. С севера на карбон надвинут нижнепалеозойский комплекс, который, за исключением своей юго-восточной четверти (хр. Шаукамны-Сырт), покрыт нижнеюрским комплексом. Наконец, в денудационные ложбины, пересекающие все три указанных комплекса, вложены четвертичные образования.

Нижнепалеозойский комплекс распадается на две части. Севернее рч. Киччи-Мараллы-Кол (на севере района) располагается южная часть крупной гарполитообразной интрузии гранодиоритов, уходящей далеко на север. Южный контакт их с кристаллическими сланцами нижнего палеозоя круто падает на юг. Севернее нашего района подошва гарполита местами находится выше современного эрозионного уровня и обнажается в виде окон сланцев среди гранодиоритов. Видимая мощность последних не меньше 500 м. Появление андалузитовых сланцев, турмалина и мощных кварцевых жил (до 40 м) позволяет предполагать наличие не вскрытого эрозией пика гранодиоритов южнее гарполита, в среднем течении р. Шау-Кол.

Южнее гранодиоритов нижнепалеозойский комплекс состоит из хлорито-серицитовых сланцев, смятых в три антиклинальные складки широтного простирания, которые располагаются в шахматном порядке. На карту попадают только их периклинали.

Первая—Бабугейская—складка находится на северо-западе района. Она прилегает к гранодиоритному массиву и представлена одним широким южным крылом и восточным периклиналильным замыканием, которое охватывает контакт с гарполитом. Углы наклона слоев около интрузии 60—80°. По мере удаления от контакта они приближаются к 40—50°. По широте правого берега р. Уллу-Таллу-Кол проходит зона крутых падений, в которой часто слои стоят на голове. Южнее породы быстро возвращаются к прежним углам наклона в 40—50° и даже 30°.

Вторая антиклиналь—Кара-Кая—располагается в юго-западной части нижнепалеозойского комплекса. Ее шарнир погружается на восток. Углы наклона крыльев 30—40°.

Третья—Шаукамская—антиклиналь лежит в средней части комплекса, восточнее первых двух складок, и, частично вклиниваясь между ними, быстро затухает и по простиранию сменяется синклиналью. Наиболее обычные углы падения пород на крыльях Шаукамской антиклинали поперечному 30—40°.

Наибольшую площадь имеет самая северная—Бабугейская—антиклиналь, которая занимает половину района и обуславливает в описываемом районе преобладание падений в южные румбы.

Вне пределов нашего района в бассейне р. Тызыла С. П. Соловьев [22] отмечает широтное простирание с углами падения 30—60°. В верховьях той же реки наблюдается зона крутых падений, которая вполне

может связываться с такой же зоной, идущей вдоль правого берега р. Уллу-Таллу-Кол.

Южнее нашего района, у юго-восточного подножья горы Эльбрус, в подробно изученных С. П. Соловьевым [23] кристаллических сланцах преобладают северо-восточные падения, т. е. встречные к описанным в северном Приэльбрусье.

Если к этому прибавить, что в среднем течении р. Малки описанная А. П. Герасимовым [9] антиклиналь связана с более молодыми породами нижнего палеозоя (верхний силур), расположенными еще севернее, и что под Кисловодском снова известны кристаллические сланцы, то региональную структуру кристаллических сланцев в грубых чертах можно представить в следующем виде.

К северу от Главного Кавказского хребта располагается широкая синклиналь, сменяющаяся в среднем течении р. Малки антиклиналью, которая отделена следующей синклиналью от выступа древних пород в окрестностях Кисловодска. Интересно, что такое структурное районирование совпадает с областями развития разных типов кристаллических сланцев, о которых говорилось выше.

В пределах нижнепалеозойского комплекса, кроме пликтивных, развиты также и дизъюнктивные дислокации, которые совпадают с зоной крутых залеганий на р. Уллу-Таллу-Кол, протягиваясь на запад и восток за пределы нашего района. Перемещения здесь захвачены и породы лейаса.

Вторая линия раскола А. П. Герасимовым предполагается по долине р. Шау-Кол. Удивительная прямизна среднего и верхнего участков этой долины, приуроченность к ней минеральных источников и расположение на той же линии к востоку долины р. Джувурген с явными признаками относительной приподнятости северного (левого) склона — все это убеждает нас в вероятности существования этого раскола. Относительно поднятым следует считать северное крыло разлома, так как на левом склоне долины р. Джувурген юрские породы круто падают на юг и на перевале из долины р. Шау-Кол в долину р. Джувурген А. П. Герасимовым встречены юрские песчаники, такие же, как на высотах хр. Шау-камны-Сырт, сложенного нижним палеозоем. Если исходить из этих данных, амплитуда перемещения должна быть не меньше 500 м.

Наконец, последняя дизъюнктивная линия отделяет нижнепалеозойский комплекс от каменноугольного. А. П. Герасимов, изучавший этот контакт в западной его части, отмечает падение его поверхности на север. Нам удалось наблюдать на обоих склонах р. Ислам-Чат, как этот контакт совершенно очевидно погружается на север под углом около 70°, представляя собой крутой надвиг или взброс. Эта тектоническая линия протягивается далеко на запад и восток от нашего района, являясь весьма характерной для Центрального Кавказа.

Каменноугольный комплекс образует южную четверть района. На севере он находится на одной высоте с контактирующим с ним нижним палеозоем. Структура карбона очень проста. Она представляет собой две антиклинали, разделенные синклиналью, вытянутые в широтном направлении. Западнее горы Кара-Кая складки принимают запад-северо-западное простирание, огибая Эльбрус с севера. Складки имеют симметричную форму. Падение на крыльях 40—50°. Амплитуда складок порядка 800 м. Только в непосредственной близости к контакту с нижним палеозоем залегание становится менее правильным.

На западе района, у горы Сурх, нижнепалеозойские породы срезают свод северной антиклинали и поверхность надвига достигает южного крыла антиклинали. На востоке, на р. Ислам-Чат, надвиг проходит по северному крылу той же антиклинали, падая круче последнего.

Очень плодотворным оказалось сравнение наших данных с геологи-

ческой картой и материалами С. П. Соловьева по участку, прилегающему с востока [23]. Проводимые им литологические комплексы совпадают с нашей стратиграфической схемой. Там также наблюдаются постоянные широтные простирания карбоновых пород, при разнообразном направлении падения под углами 30—50°, что можно понимать только как падения на юг и на север.

Благодаря выделенным на карте С. П. Соловьева выходам разных литологических комплексов, учитывая их нормальную стратиграфическую последовательность, можно легко определить направления падения. Полученные таким образом моноклинали вполне совпадают с соответствующими крыльями на наших складках.

Уверенность в принципиальной верности построенной нами структурной схемы важна в связи с тем, что объяснение происхождения и перспектив минерального источника «горячего нарзана» Джилы-Су было невозможно до сих пор, так как оставалась неясной геологическая структура окружающей его местности.

В пределах каменноугольного комплекса наблюдаются дизъюнктивные дислокации. В долине р. Ислам-Чат выходы контакта карбона с нижним палеозоем находятся у русла в западном (левом) склоне долины на 230 м севернее, чем в восточном (правом) склоне. Несколько южнее в обоих склонах видны отвесные дайки пироксенитов, которые находятся одна против другой. Поэтому возможность сдвига отпадает. Очевидно, что по долине р. Ислам-Чат проходит сбросовое нарушение. Исходя из наклона смещенной поверхности надвига в 70° на север и сдвигового эффекта в 230 м, легко вычислить, что амплитуда этого сброса, поперечного к простиранию Кавказского хребта, измеряется в 700—800 м. Относительно опущенным является восточное крыло.

Исламчатский сброс с запада и Шаукамский с севера замыкают глыбу северо-западных отрогов хр. Джувурген, относительно опущенную на 800 м.

На каменноугольные породы наложены покровы юрских порфиритов. На горе Сурх они лежат на южном склоне и на вершине горы — в виде падающей на юг плиты.

На западном склоне горы лежит небольшой участок пласта порфирита, который круто спускается почти до самой Малки, падая на запад. Такое его положение могло бы объясниться расколом, проходящим по долине р. Малки.

Ниже юрский комплекс ложится на поверхность размытых складок нижнего палеозоя. В нашем районе область развития юры представляет собой синклинали шириной 10 км, с широтным простиранием. Южное крыло синклинали, более короткое и крутое, наклонено на север под углом 60°. На юге, у контакта с карбоном под горой Сурх, породы быстро принимают вертикальное положение.

Северное крыло синклинали широкое (6 км) и пологое (5—15°). В осевой части складка осложнена небольшой антиклиналью, которая хорошо обнажена под горой Тузлук.

Шарнир синклинали погружается на запад. Дизъюнктивные нарушения представлены описанным выше контактом юры с карбоном под горой Сурх и несколькими крутыми сбросами с амплитудой, измеряемой десятками метров на крыльях антиклинали, осложняющей центральную часть складки.

Севернее данной синклинали располагается обширная полоса антиклинали, сложенная юрой и совпадающая с антиклинорием в палеозойских породах. На крыльях антиклинали имеется ряд небольших расколов.

Рассмотрение дизъюнктивных нарушений района (включая и некоторые не описанные в данной работе) дает возможность, кроме четырех возрастных структурных элементов, выделить наложенные на них дизъю-

зюнктивные границы отдельных глыб молодого возраста (четвертичных или верхнетретичных). При этом мы не будем считаться только с одной древней зоной надвига нижнего палеозоя на карбон, которая уже является границей двух комплексов.

В таком случае относительно опущенными глыбами являются северо-западные отроги хр. Джувурген и средняя часть левобережья Малки, там, где нижнеюрская синеклираль ограничена с юга воздыманием горы Сурх, а с севера антиклиналь в лейасе и антиклинорием в нижнепалеозойском комплексе.

Наиболее подняты глыбы горы Сурх и хр. Шаукамны-Сырт. Промежуточное положение занимают глыбы горы Кара-Кая и, в северной части района, антиклиналь юры с антиклинорием нижнего палеозоя в основном.

Неясным остается взаимоотношение глыб в центральной части района.

ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РАЙОНА

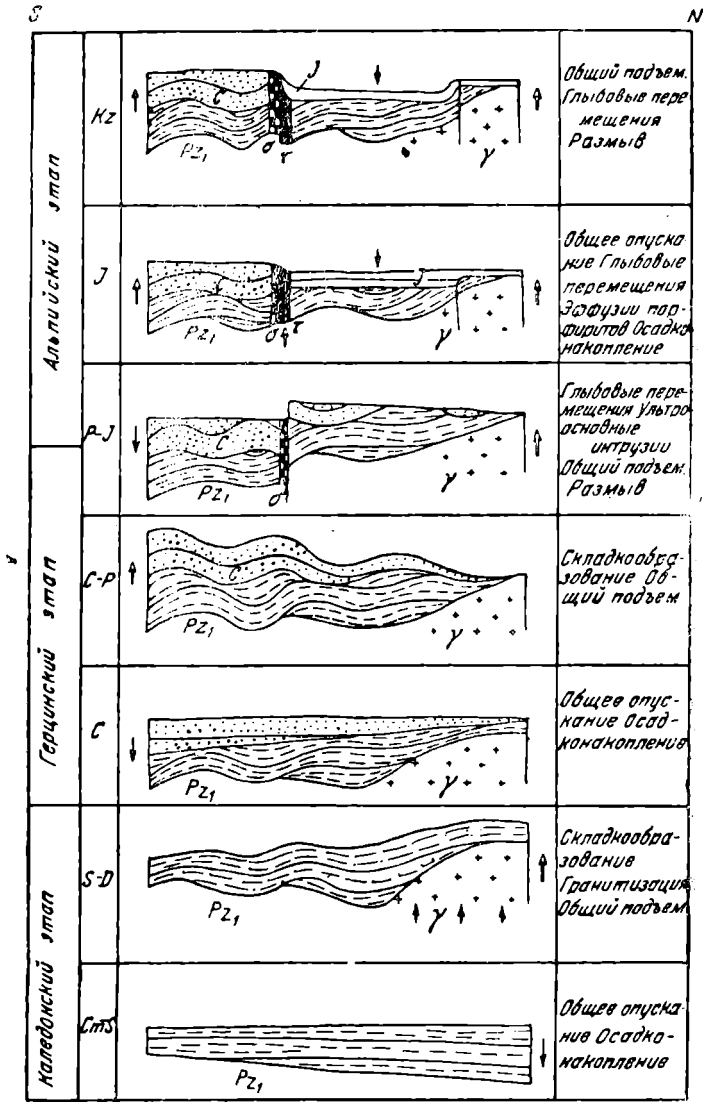
В настоящее время район расположен на высотах от 2000 до 3000 м и более над уровнем моря и является типично высокогорным. Древнечетвертичные отложения речных потоков и ледников находятся на больших высотах над современными тальвегами. Поймы рек очень узки. Реки стремительны и бурны и часто протекают в глубоких ущельях. Все это говорит об интенсивном воздымании земной коры в течение четвертичного периода. Но все же наличие древних накоплений в долинах указывает на то, что подъем происходит неравномерно, сменяясь иногда кратковременными и небольшими опусканиями. Наиболее интенсивно поднимаются южные части района, где высота гор превышает 3000 м над уровнем моря (Сурх, Кара-Кая, Джувурген, Шаукамны-Сырт). Слабее всего поднятие развивается в северных участках с высотами порядка 2000 м.

Наиболее молодые из коренных пород района — юрские — являются дислоцированными. Это указывает на процессы деформации земной коры, имевшие место в промежутке между лейасом и четвертичным периодом (фиг. 2). В это время наиболее ярко проявились дизъюнктивные нарушения. Сильно выдвинулись вверх глыбы горы Сурх и Шаукамны-Сырты. Менее интенсивно поднималась юго-восточная часть района. Глыба горного массива Джувурген относительно отстала от Шаукамны-Сырты и горы Кара-Кая на 800 м. Другой относительно опущенной глыбой явилось левобережье р. Малки к северу от горы Сурх, т. е. Тузлукская глыба. Возраст всех этих перемещений невозможно точно определить по тем данным, которые имеются в нашем районе, но если исходить из общей истории развития Центрального Кавказа, они скорее всего должны относиться к третичным. Вероятно, одновременно с ними образовалась и единственная небольшая антиклинальная складка в нижнеюрских породах, обнажающаяся под горой Тузлук.

В нижнеюрскую эпоху земная кора не была неподвижной. Увеличенные мощности и более тонкие фации песчано-глинистых осадков в центральной части района говорят за то, что прогибание этого участка шло интенсивнее, чем северного и тем более южного, откуда поступал грубый обломочный материал. Но в предшествовавшем нижней юре времени распределение областей поднятия было иное, так как лейасовые породы трансгрессивно ложатся в южной части района на каменноугольные, а в средних и северных областях — на нижнепалеозойские. Иными словами, юрской трансгрессии предшествовало поднятие средних и северных частей района.

В связи с этим поднятием образовался взброс или надвиг нижне-

палеозойского комплекса на каменноугольный. Деформация произошла между нижним карбоном и нижней юрой. Но факт использования зоны нарушения интрузиями пироксенитов, возраст которых, вероятно, нижепермский, говорит о том, что она скорее всего нижепермская или ка-



Фиг. 2. Схема геотектонического развития северо-восточного Приэльбрусья. Составил М. В. Гзовский, 1943 г.

менноугольная. Очевидно, что складкообразование имело место в каменноугольном периоде, до образования надвига.

Так как нигде севернее нашего района не известно каменноугольных пород, то вероятно, что наиболее мощное их накопление было на юге, где, повидимому, и складкообразование и поднятие проявились с наибольшей силой.

Между эпохами накопления нижнекаменноугольных и нижнепалеозойских пород сформировалась складчатость каледонского диастрофизма. Наибольшее поднятие образовалось севернее нашего района, оно соз-

дало крупный антиклинорий из нижнепалеозойских отложений с внедренным в него гарполитом гранодиоритов. Исходя из общих геотектонических представлений, можно предполагать, что в этой же области было и наибольшее прогибание и осадконакопление в предшествовавшее диастрофизму время.

Таким образом, видно, что отдельные участки района оказывались в различных соотношениях в течение определенных этапов его геологического развития. Для палеозойской эры можно отметить разницу в геотектоническом режиме северных и южных областей, а для мезозойской и кайнозойской эр нужно обособить еще и среднюю зону. Кроме того, необходимо отметить, что в палеозое деформации проявлялись главным образом в виде линейной (голоморфной) складчатости, тогда как в мезозое и кайнозое главную роль играли глыбовые перемещения по сбросам с образованием идиоморфной складчатости.

ТЕКТОНИКА И МАГМАТИЗМ РАЙОНА В СВЕТЕ НЕКОТОРЫХ ГИПОТЕЗ

Основные принятые в настоящее время схемы тектоники Кавказа принадлежат В. П. Ренгартену [19] и В. В. Белоусову [5]. Кроме того, интересные и оригинальные взгляды на формирование структуры Кавказа были высказаны И. Г. Кузнецовым [15].

В результате изучения геологического строения северо-восточного Приэльбрусья нам удалось обрисовать схему его структуры и основных этапов ее развития. Поэтому интересно рассмотреть материал, имеющийся по нашему району, в свете взглядов указанных исследователей.

Изученный нами район относится к центральной части Большого Кавказа по тектонической схеме В. П. Ренгартена. Согласно его схеме, эта область характеризуется сильной складчатостью древних докембрийских и палеозойских отложений и большим развитием крутых продольных разрывов — надвигов.

Полученный нами материал вполне подтверждает правильность такой характеристики. Больше того, в отношении данного района можно говорить о том, что главное развитие складчатых деформаций было в палеозое, а в мезозое и кайнозое они играли намного меньшую роль.

В. П. Ренгартен отмечает неоднородность этой зоны в мезозойской эре, которая была выявлена работами В. В. Белоусова [3, 4, 5].

На северо-западном и юго-восточном Кавказе В. В. Белоусов указывает зоны, характеризующиеся в мезозойской эре меньшей интенсивностью погружения и тенденциями к поднятиям. Эти зоны названы им «интрагеоантиклиналями».

Наиболее южная зона нашего района в мезозойской и кайнозойской эрах также характеризуется тенденциями к поднятиям и лишь кратковременными опусканиями. Она находится на линии интрагеоантиклинали северо-западного Кавказа, и ее следует считать частью этой интрагеоантиклинали.

Кроме указанной южной зоны, в нашем районе есть еще одна область, в пределах которой нисходящие движения земной коры проходили в мезозое менее интенсивно, нежели в прилежащих участках. Это северная зона нашего района, где была отмечена антиклиналь в нижнеюрских отложениях. В кайнозойской эре эта область поднималась более интенсивно, нежели соседние с ней. Но все же тенденции к поднятию в ней были много меньше, чем в указанной выше южной зоне. Возможно, что северная зона является меньшей, не выделенной на схеме В. В. Белоусова интрагеоантиклиналью.

Промежуточная между южной и северной интрагеоантиклиналями центральная зона нашего района в мезозойской эре обладала наибольшей интенсивностью опускания. Поэтому она может быть отнесена к области интрагеосинклинали.

На основании геологической структуры района мы пришли к выводу о том, что основные складкообразовательные процессы развернулись в палеозойской эре. В мезозое и кайнозое главную роль играли уже дизъюнктивные глыбовые перемещения. Поэтому скорее следует говорить о парагеосинклинальном («полугеосинклинальном») развитии нашей области, начиная с мезозоя. Последнее определение подходит к ней в гораздо большей степени, так как мощности мезозойских осадков измеряются только сотнями метров, магматическая деятельность проявилась сравнительно слабо и в форме основных эффузий; мезозойские и кайнозойские породы почти не метаморфизованы и развитая в них складчатость крайне слаба и идиоморфна.

И. Г. Кузнецов [15] обратил внимание на колебательные движения отдельных зон на Кавказе. По его мнению, каждая зона постепенно колеблется в вертикальном направлении с амплитудой порядка 10—15 км, так, что она по отношению к соседним зонам движется то вверх, то вниз. Объяснение природы таких колебаний И. Г. Кузнецов видит в термической геотектонической гипотезе Джолли, согласно которой распад радиоактивных веществ приводит к расплавлению симатической базальтовой постели, по которой сиалическая кора сдвигается в горизонтальном направлении, чем способствует охлаждению и застыванию симы. Вызванное таким образом сжатие приводит к вспучиванию сиалической коры.

В пределах северо-восточного Приэльбрусья можно найти элементы колебаний выделенных нами трех зон по отношению друг к другу. Так, в северной зоне предполагается сильное опускание земной коры в первой половине каледонского этапа, сменившееся поднятием во время каледонского диастрофизма. Южная зона, вероятно, сильно опускалась в начале герцинского этапа, а затем поднималась в конце палеозоя. Центральная часть района надвинута на южную и этим подчеркивает относительное опускание последней после поднятия. Наконец, в мезозойской и кайнозойской эрах на юге имело место сильное поднятие.

Формально получается довольно близкое совпадение со схемой И. Г. Кузнецова.

Но это только в общих чертах. Какой-либо постоянной закономерности в движениях этих глыб-пластин, свойственной данной части Кавказа, уловить не удастся. Кроме того, та же северная зона, после одного колебания в нижнем палеозое, в течение всей последующей истории оказывается поднимающейся по отношению к центральной зоне. То же происходит в течение всего мезозоя и кайнозоя с южной глыбой, которая, совершив одно четкое колебание в верхнем палеозое, сохранила затем постоянную тенденцию к поднятию.

Таким образом, более подробное рассмотрение истории геологического развития района показывает невозможность приложения к нему схемы И. Г. Кузнецова.

Рассматривая историю района в свете взглядов В. В. Белоусова [5], можно сказать, что в каледонском этапе северная зона относилась к интрагеосинклинали, которая претерпела инверсию геотектонического режима.

На герцинском этапе интрагеосинклинальная зона мигрировала на юг, она опоясывала более древнюю, до некоторой степени потерявшую геосинклинальный характер северную зону. После инверсии при герцинском диастрофизме южная зона не проявляла тенденций к интенсивным прогибаниям, и в альпийское время опусканию подвергается лишь промежу-

точная центральная зона. Но она уже не была настоящей интрагеосинклинальной зоной, и в ней развился лишь парагеосинклинальный режим. Одновременно обособились отдельные участки идиоморфных поднятий.

Молодость нашей парагеосинклинальной области оформившейся в конце палеозоя, и ее близость к альпийской геосинклинали привели к большой интенсивности идиоморфных поднятий в виде глыб Шауканы-Сырты и горы Сурх с амплитудой порядка 800 м.

Магматические процессы в пределах северо-восточного Приэльбруса проявлялись четыре раза.

В первый раз они проявились в конце каледонского этапа, когда произошла гранитизация антиклинория в северной зоне, образовавшегося после инверсии бывшей там интрагеосинклинали.

Затем, в конце герцинского этапа, основные и ультраосновные дифференциаты магмы внедрились в боковые участки центрального поднятия, возникшего после инверсии на месте интрагеосинклинали герцинского возраста, расположенной южнее нашего района.

Третье проявление магматических процессов было в нижнеюрской эпохе, когда развивалось интенсивное опускание в основной альпийской геосинклинали Кавказа. В теле нашей молодой, пограничной с геосинклинальной областью парагеосинклинали образовались трещины растяжения, по которым изливалась магма основного состава.

Наконец, в четвертый раз магма появилась на дневной поверхности, излившись из кратеров Эльбруса в четвертичном периоде.

Таким образом, имеющийся в настоящее время фактический материал по геологическому строению и истории развития района верхнего течения р. Малки может быть вполне объяснен, исходя из основных геотектонических представлений, развиваемых В. В. Белоусовым.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геотектоническое развитие района может быть охарактеризовано следующими чертами:

Iа. Первая часть каледонского этапа (нижний палеозой) — интенсивное развитие колебательных движений нисходящего направления с наибольшим прогибанием на севере.

Iб. Вторая часть каледонского этапа — интенсивное развитие складчатости интрузивного магматизма и последующих поднятий, наиболее ярко проявившихся на севере.

IIа. Первая часть герцинского этапа (нижний карбон) — интенсивное развитие колебательных движений нисходящего направления с максимумом прогибания на юге.

IIб. Вторая часть герцинского этапа — интенсивное развитие складчатости, вероятно сильнее проявившейся на юге. Последовавшая затем эпоха макроколебаний привела к относительному опусканию южных частей района.

IIIа. Первая часть альпийского этапа (лейас) — слабое развитие нисходящих колебательных движений в средней части района.

IIIб. Вторая часть альпийского этапа — интенсивное развитие дифференцированных глыбовых поднятий при общем подъеме всей местности. Наибольшая сила движений наблюдается на юге, где проявилась магматическая деятельность Эльбруса.

Таким образом, геосинклинальный режим района в палеозойской эре (на каледонском и герцинском этапах) сменился парагеосинклинальным режимом в мезозойской и кайнозойской эрах (на альпийском этапе).

ЛИТЕРАТУРА

1. Абиx Г. О некоторых минеральных водах Северного Кавказа. Прот. засед. Кавк. медиц. общ. за 1873—1874 гг. Тифлис, 1874.
2. Агалин Г. П. Краткий геологический очерк центральной части Большого Кавказа. Изв. Геол. ком., т. XLVIII, 1929.
3. Белоусов В. В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования. Ч. 1: Юра и нижний мел. ОНТИ, 1938.
4. Белоусов В. В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования. Ч. 4: Верхний мел и третичные. Госгеолиздат, 1940.
5. Белоусов В. В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования. Часть III: Общие вопросы. Складчатые движения. Магматизм. ГОНТИ, 1939.
6. Белоусов В. В. Опыт геотектонического анализа истории развития Большого Кавказа. Тр. XVII сессии МГК, т. II. ГОНТИ, 1939.
7. Варданянц Л. А. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. Тр. ЦНИГРИ, вып. 25, 1935.
8. Герасимов А. П. Геологический очерк бассейна верхней Малки. Тр. ЦНИГРИ, вып. 62, 1936.
9. Герасимов А. П. Геологическое строение Минераловодского района Северного Кавказа. Тр. ЦНИГРИ, вып. 30, 1935.
10. Герасимов А. П. К вопросу о возрасте древнейших свит на Северном Кавказе. Изв. Геол. ком., т. XLVIII, № 7, 1929.
11. Герасимов А. П. Обзор геологического строения северного склона Главного Кавказского хребта в бассейнах рек Малки и Кумы. Тр. ЦНИГРИ, вып. 123, 1940.
12. Герасимов А. П. и Янишевский М. Э. О верхнесилурийских осадках в окрестностях Кисловодска на Кавказе. Изв. Геол. ком., т. XXXV, 1916.
13. Герасимов А. П. Северо-восточное подножье Эльбруса. Отд. отд. из т. XXX. Изв. Геол. ком., № 189, СПб, 1911.
14. Крjштофович А. Н. Растительные остатки из юрских сланцев на Северном Кавказе. Изв. Геол. ком., т. XLV, № 5, 1927.
15. Кузнецов И. Г. Колебательные движения в земной коре и их роль в структуре Кавказа. Проблемы советской геологии, т. III, № 7, 1933.
16. Кузнецов И. Г. Краткий геологический очерк Балкании (предварительный отчет о работах 1923 г. на Северном Кавказе). Изв. Геол. ком., т. XLIII, № 9, 1924.
17. Муратов М. В. Очерк геологического строения северного склона Кавказа в районе к югу от Кавказских Минеральных вод Тр. МГРИ, т. XXIII, 1947.
18. Паффенгольц К. Н. Граниты Малки и Мушты. Изв. Геол. ком., т. XLIII, № 10, 1927.
19. Ренгартен В. П. Тектоника Большого Кавказа. Геология СССР. т. X. Закавказье. 1942.
20. Робинсон В. Н. Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейнов рек Лабы и Белой на Северном Кавказе. Тр. ВГРО, вып. 226, 1932.
21. Соловьев С. П. Высокогорный курорт Адыл-Су и его окрестности (Кабардино-Балкария). Изв. Гос. геогр. общ., т. 70, вып. 1, 1938.
22. Соловьев С. П. Геологическое строение и минеральные ресурсы бассейнов рек Тызла Урду и Гижгита. Тр. ЦНИГРИ, вып. 89, 1936.
23. Соловьев С. П. Геолого-петрографический очерк верховьев р. Ирика (юго-восточное подножье Эльбруса). Изв. ГГРУ, т. I, вып. 18, 1931.
24. Соловьев С. П. Краткий геологический очерк верховий Баксана. Изв. ВГРО, т. I, вып. XXXVII, 1932.
25. Соловьев С. П. Петрологическое изучение граундиоритового лакколита р. Малки (Северный Кавказ) в связи с изучением в нем радия. Тр. Гос. радиев. инст., т. II, 1933.
26. Соловьев С. П. Происхождение кристаллических сланцев верховьев р. Баксана. Зап. Всер. мин. общ., т. 67, № 2, 1938.

М. В. МУРАТОВ и М. В. ГЗОВСКИЙ

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ЭЛЬБРУСА КАК ВУЛКАНА

Двуглавый снежный великан Эльбрус высится в 15 км к северу от центральной, наиболее высокой части Кавказского хребта. Диаметр его основания равен 15 км; высота западной вершины 5629 м над уровнем моря, восточной — 5592 м (фиг. 1).

Величайшая вершина Европы всегда привлекала внимание людей. Первые упоминания об Эльбрусе мы находим у мореплавателей антич-



Фиг. 1. Вид на Эльбрус с севера. 1940 г.

ной Греции, но научное исследование его началось только в начале XIX века (экспедиция акад. Купфера в 1829 г.).

В середине XIX века Эльбрус изучался Г. Абихом, затем многие исследователи и альпинисты совершили ряд восхождений на Эльбрус и собрали образцы слагающих его горных пород.

Наиболее важные и обобщающие работы по геологическому строению Эльбруса и истории его образования были написаны в XX в. В. В. Дубянским (1910 г. и 1914 г.), А. П. Герасимовым (1910—1929 гг.) и С. П. Соловьевым (1929—1934 гг.).

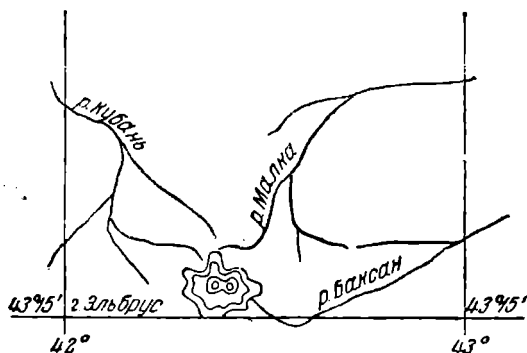
В 1939—1941 гг. район центральной части Северного Кавказа изучался экспедицией Московского геолого-разведочного института, в составе которой работали авторы настоящей статьи.

Эльбрус представляет собой грачдиозный потухший стратовулкан, эффузивные породы которого покоятся на цоколе из древних гранитов. Наиболее древние извержения, вероятно, были кислого состава — ли-

париты, но пока еще их никому не удалось наблюдать, так как они или размыты или перекрыты последующими излияниями лав. Известно только несколько разрозненных выходов липаритовых и делленитовых туфов и пемзы, лежащих на древних коренных породах из докембрия и юры (горы Тузлук, Чат и др.).

Следующие извержения Эльбруса, андезитового состава, образовали лавовые потоки, спускающиеся по долинам рек Малки, Ирика, Азау, Терскола и др. Наиболее древние из них отличаются и наибольшей длиной. Состав более поздних излияний изменился к андезито-дацитовому и далее к дацитовому. Согласно данным А. П. Герасимова, изучавшего северо-восточное подножье Эльбруса, и С. П. Соловьева, исследовавшего южные и юго-восточные склоны его, каждый из древних и молодых лавовых потоков является результатом многих повторных излияний.

На южных и восточных склонах Эльбруса под фирновыми полями предполагается наличие двух разновозрастных древних кратеров. Один,



Фиг. 2. Схема положения Эльбруса.

более древний, располагается на перевале Хотю-Тау (южный склон Эльбруса), другой — под фирнами ледника Джика-Ауген-Чирана (восточный склон).

В предвершинной части восточного склона С. П. Соловьев указывает третий паразитный кратер.

Наконец, на обеих вершинах Эльбруса можно наблюдать самые молодые хорошо сохранившиеся кратеры небольшого сравнительно диаметра (около 100 м).

Некоторые исследователи Эльбруса (В. Корзун) находят возможным выделение четырех этапов развития вулкана, связанных с четырьмя указанными различными по возрасту кратерами. Более осторожные в выводах геологи (А. П. Герасимов и С. П. Соловьев) ограничиваются указанием на два крупных этапа в истории Эльбруса. К первому этапу относятся извержения кислого липаритового и делленитового состава, ко второму — образование ряда андезито-дацитовых и дацитовых лавовых потоков. О неоднократности излияний последних лав говорят большие мощности покровов (более 200 м), прослой брекчиевидных лав и, наконец, отдельные, выраженные морфологически потоки, покоящиеся друг на друге в верховьях р. Малки (фиг. 2).

Последние определения возраста извержений Эльбруса базируются на двух фактах. Во-первых, в пределах Баксан-Чегемского водораздела В. П. Ренгартеном [13] описаны апшеронские липаритовые туфы, близкие по составу к делленитовым и липаритовым туфам, встречающимся в районе Эльбруса. Во-вторых, никому пока не удалось наблюдать налегания эльбрусских лав на морены.

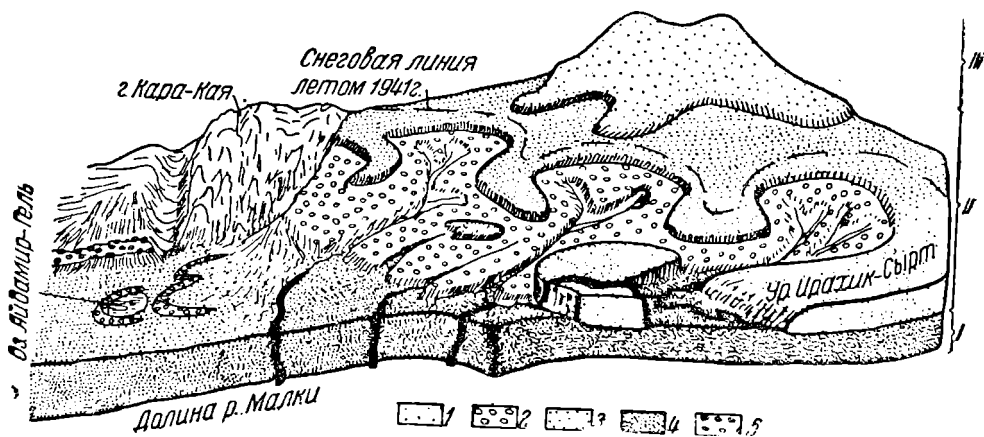
Отсюда, по мнению А. П. Герасимова и С. П. Соловьева вытекает, что формирование Эльбруса происходило, вероятно, в течение одного апшеронского века.

В настоящее время Эльбрус является обособленным центром обширного оледенения. Из общего фирнового поля, лежащего на горе выше 3200—3900 м сплошным покровом, вытекает 22 ледника. В редких ну-

натаках и скалистых уступах обнажаются в общем однообразные лавы красно-бурого и темносерого цвета, слагающие склоны вулкана.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ФОРМЫ ЭЛЬБРУСА

Если наблюдать Эльбрус издалека, с севера, то можно легко заметить, что его огромный конус последовательно распадается на три яруса, расположенных друг над другом. Нижние два из них представляют собой как бы две концентрические ступени, разделенные крутыми уступами. Верхний ярус, также ограниченный снизу обрывами, имеет форму двуглавого конуса, увенчивающего Эльбрус. Этот ярус целиком покрыт льдами и представляет собой столь хорошо известную верхнюю двуглавую часть горы (фиг. 3).



Фиг. 3. Схема строения северного склона Эльбруса.

1—лавовые потоки, пост-виорм; 2—мо-ен.л. в.орм; 3—верхние лавовые потоки, ресс-виорм; 4—нижние лавовые потоки, ресс-виорм; 5—морены, ресс. I, II и III—морфологические ярусы, соответствующие лавовым комплексам.

Поверхности двух нижних ступеней не являются горизонтальными—они наклонены к периферии горы. Уклон их постепенно возрастает по направлению к вершине.

Верхний конус у подножия распадается на отдельные языки и оконтуривается зоной обрывов, которые лежат ниже современной снеговой линии. Одним из таких лавовых языков является урочище Ирахик-Сырт. Ниже, в пределах подножия Эльбруса, из-под лавовых языков среднего яруса появляются самые нижние, наиболее длинные лавовые потоки, поверхности которых и образуют нижний ярус. Они тянутся узкими языками вдоль долин, выдвигаясь по Малке почти на 10 км дальше вышележащих потоков.

Таким образом, исходя из описанных элементов морфологии вулкана, можно наметить три комплекса лавовых покровов и потоков, которые как бы надеты друг на друга в виде шапок.

Необходимо отметить, что лаго-ые потоки — языки, окаймляющие последовательно каждый из покровов, располагаются вполне закономерно. Языки среднего комплекса ложатся на продолжения языков нижнего яруса, частично их перекрывая. Языки верхнего комплекса спускаются по направлению к промежуткам между лопастями среднего, следуя направлению бывших гребней «лаворазделов» (по аналогии с водоразделами).

Не имея достаточных фактических данных, мы не можем сейчас указать, где находились главные центры излияний, и предполагаем, что

они лежали в пределах центральной части вулкана и теперь перекрыты продуктами последних извержений. В пользу такого предположения говорит исключительно правильная конусовидная форма Эльбруса. Конечно, вполне возможно, что на каждом этапе развития вулканической деятельности Эльбруса имелось по несколько центров излияний. Так, например, для последнего этапа их намечается два — обе вершины Эльбруса.

В этой схеме сознательно не учтены упоминавшиеся выше древние кратеры, так как сейчас еще недостаточно доказано их существование подо льдом. Кроме того, они могли быть второстепенными, паразитными кратерами, которые принципиально не влияли на развитие вулкана.

ЛЕДНИКОВЫЕ ФОРМЫ ЭЛЬБРУСА

На склонах Эльбруса и в окружающих его горах можно наблюдать многочисленные следы интенсивной ледниковой деятельности. Все долины на участках верхнего течения рек имеют формы ледниковых трогов.

В верховьях рек Малки и Ислам-Чат нами были обнаружены останцы древнего ложа трогов, которые в виде площадок располагаются на склонах долин, на высотах порядка 250—300 м над уровнями современных рек. На этих плечах в верховьях р. Малки (северо-восточное Приэльбрусье) лежат древние морены, сложенные валунами из разнообразных кристаллических и осадочных пород, среди которых лавы отсутствуют.

В юго-восточном Приэльбрусье, в верховьях Баксана и Кыртыка, С. П. Соловьев [16] наблюдал морены с валунами из кристаллических пород и песчаников на высотах порядка 300—370 м над уровнями рек. О валунах из лав здесь также нет упоминания.

Ниже по склонам долин встречается второй уступ, на котором лежит следующая серия морен, переполненных валунами из эльбрусских лав. Высота этого уступа часто сильно варьирует. Обычно она порядка 50 м, но на р. Малке морена с валунами из лав лежит на поверхности древнего лавового потока на высоте 200 м от уровня реки. По высоте эта морена на р. Малке близка к моренам первой серии, лежащим рядом на коренном склоне долины, но они резко отличаются от них по своему составу (см. фиг. 3).

Вторые морены хорошо сохранили свои первоначальные аккумулятивные формы. Наоборот, более высокие первые морены большей частью сильно перемыты и превращены иногда в россыпи валунов.

Описанные два комплекса морен, по нашему мнению, несомненно, различны по возрасту. Время их образования было разделено довольно крупным промежуточным этапом, с которым связано значительное углубление речных долин и размыв первой из морен.

Близость высот двух разных морен на правом берегу р. Малки ниже водопада Султан не вызвала у А. П. Герасимова мысли о том, что здесь имеются две разные по возрасту морены, и позволила ему считать их одновозрастными. Различие в составе слагающих их валунов он объяснил наличием во время оледенения двух ледников, параллельных друг другу, причем один из них двигался по долине Малки, а другой по водоразделу [4].

Анализ топографической карты и геоморфологические наблюдения в поле делают крайне неправдоподобным предположение о леднике, который упорно следовал по водоразделу, пересекая глубокие долины боковых притоков р. Малки.

Выше по течению рек и ближе к современным ледникам и моренам Эльбруса встречаются многочисленные ледниковые накопления в виде конечных и боковых валов и донных морен, которые лежат у современных водотоков. Они расположены между лопастями древних лавовых

потоков и составляют третий, самый молодой комплекс. По составу эти морены близки к предыдущим и включают большое количество валунов из эльбрусских лав. Вероятно, с ними одновозрастны многочисленные мелкие моренные языки, спускающиеся в современные долины из устьев каровых чаш, расположенных в верхних частях склонов.

Возраст морен

Итак, кроме современных, мы можем выделить три группы морен, отличающиеся друг от друга по своему положению в современном рельефе, по составу валунов и, очевидно, по возрасту.

Так как последней эпохой оледенений на Кавказе была вюрмская, мы считаем, что морены, расположенные наиболее близко к современным уровням рек, являются вюрмскими.

Следующая группа морен обычно мало отличается по высоте от первых и только дальше протягивается вниз по долинам. Вероятно, она относится к более ранним стадиям вюрма. На вюрмском возрасте указанных морен остановились А. П. Герасимов [4], С. П. Соловьев [16] и А. Л. Рейнгард [11].

Первый комплекс наиболее древних морен, лежащих на высотах порядка 250—300 м над уровнями рек, соответствует оледенению, предшествовавшему вюрмскому, т. е., вероятно, является рисским. Древние днища трогов вниз по течению рек должны переходить в одновозрастные речные террасы. В среднем течении р. Малки у сел. Каменноостского (в 60 км к северо-востоку от водопада Султан) Н. И. Николаевым описаны следующие террасы:

- 1) пойменные (обычно две), высотой 1,5—2 м;
- 2) пятигорские — аккумулятивные, высотой 20 и 12 м — вюрм;
- 3) джамгатская — эрозионная, высотой 90 м — рисс;
- 4) лысогорская (горячеводская) — эрозионная, высотой 280 м — миндель.

Такой же порядок высот террас приводится И. В. Степановой для района среднего течения р. Баксана.

Возраст джамгатской террасы А. П. Герасимов [5], А. Л. Рейнгард [11] и Н. И. Николаев на основании соотношений с травертинами горы Машук, считают рисским. Возраст травертинов и их соотношения с террасой подтверждаются рядом находок млекопитающих и наблюдениями, сделанными в последние годы И. К. Ивановой [7].

Для всех рек, стекающих с Главного Кавказского хребта, характерно прогрессивное повышение террас вверх по течению, поэтому в районе верховьев Малки и Баксана у подножья Эльбруса горячеводская терраса должна иметь намного большую высоту над реками, нежели 280 м. Эрозионная поверхность, отмеченная площадками с моренами на высотах в 250—300 м над рекой в районе верхней Малки, очевидно, соответствует более молодой террасе, чем горячеводская, а именно джамгатской, т. е. рисской. Очень возможно, что у северного подножья Эльбруса эта поверхность поднимается до такой высоты. Это предположение вполне совпадает с нашим первым определением возраста морен.

Более молодые морены в таком случае должны быть соответственными вюрмскими.

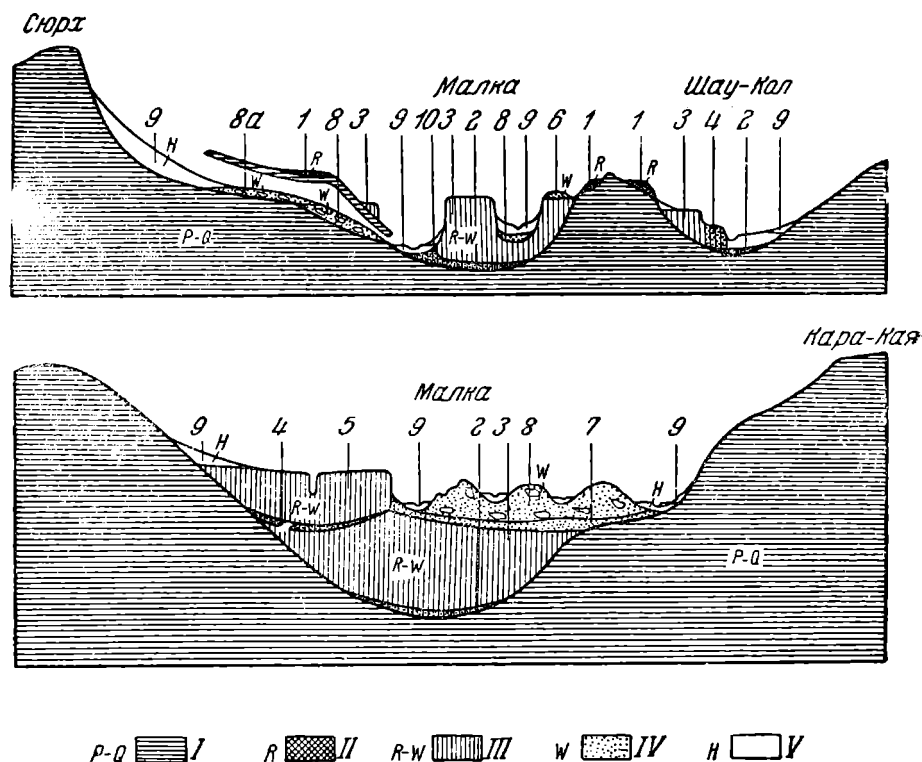
ВОЗРАСТ ЛАВОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Возраст трех основных комплексов лавовых покровов, слагающих вулкан в виде трех морфологических ярусов, можно определить на основе соотношений отходящих от них потоков с моренами, возраст которых нам известен.

Как уже отмечалось выше, рисские морены лежат на склонах выше лав нижнего комплекса и не содержат валунов из андезитов или даци-

тов, следовательно, морены образовались раньше излияния лав. Вюрмские же морены переполнены валунами из лав и лежат на их поверхности (фиг. 4).

Таким образом, нижний комплекс лав образовался в ресс-вюрмском веке. Вышележащий средний комплекс лав не покрывает нижних моренных образований, но местами перекрывается вюрмскими моренами. Значит, средний комплекс лав также ресс-вюрмского возраста.



Фиг. 4. Схема соотношения четвертичных отложений в долинах рек Малки и Шай-Кол. Составил М. В. Гзовский, 1942 г.

I—дочетвертичные отложения (P-Q); II—ресс (R); III—ресс-вюрм (R-W); IV—вюрм (W); V—голоцэн (H). 1—остатки аллювия и морены (ресс), 2—аллювий (ресс-вюрм предполагаемый); 3—первый лавовый поток (ресс-вюрм); 4—аллювий и озёрные осадки; 5—второй лавовый поток (ресс-вюрм); 6—морена (вюрм); 7—флювиогляциальные отложения (вюрм); 8—морена, вторая (или третья) стадия вюрма; 9—современный аллювий или делювий; 10—гравитины (современные).

Наконец, лопасти третьего, верхнего комплекса лав направляются к промежуткам между лопастями (потоками, отходящими от покрова) более древнего среднего комплекса.

Ясно, что лавы текли по тальвегам и заполняли долины.

Очевидно, что при последующих воздействиях процессов эрозии и экзарации коренные склоны оказывали меньшее сопротивление разрушению, нежели лавы. Поэтому новые тальвеги образовались на месте бывших водоразделов. Произошло своеобразное обращение рельефа. Новые тальвеги были использованы ледниками последовавшего вюрмского оледенения. В результате этого вюрмские морены легли между лавовыми потоками среднего комплекса.

Тот факт, что лавовые потоки верхнего комплекса направляются к новым тальвегам, говорит об излиянии этих лав после обращения рельефа. Вероятнее всего, они образовались в послевюрмское время.

хотя и не исключена возможность того, что извержение происходило и в самом конце вюрма.

Интересно, что современная граница оледенения образует выступы, спускающиеся в промежутки между последними лавовыми языками, чем подчеркивает новое перераспределение сети тальвегов, которые снова заняли свои первоначальные места.

Установленные выше возрасты лавовых потоков позволяют нам сделать следующие выводы об истории развития Эльбруса как стратовулкана.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ЭЛЬБРУСА

Время возникновения вулканического центра на месте Эльбруса нам неизвестно. Наиболее ранний этап его развития, от которого сохранились следы, связан с излияниями кислых липаритовых лав и образованием туфов и пемзы, но возраст их также неизвестен.

Современный конус Эльбруса обязан своим существованием эффузивной деятельности четвертичного — послерисского времени, и все более ранние следы жизни вулкана закрыты продуктами этих извержений.

Однако несомненно, что более ранняя эффузивная деятельность, хотя и проявлялась, но была значительно слабее послерисской, так как в отложениях рисской морены нигде не были найдены валуны излившихся пород, что может служить некоторым указанием на то, что вулканический конус Эльбруса рисского времени вряд ли имел крупные размеры.

Таким образом, современная вулканическая вершина Эльбруса значительно моложе, чем предполагалось раньше. Начало ее формирования падает, в сущности, на эпоху после рисского оледенения. При этом непосредственно после рисского оледенения начался этап усиленной эрозии и углубления и расширения речных долин. Затем имели место два непосредственно друг за другом следовавших этапа интенсивной вулканической деятельности, в результате которой создались два нижних морфологических яруса в строении Эльбруса. Первый из них характеризовался наибольшей интенсивностью, так как в это время сформировались наиболее длинные лавовые потоки (долина р. Малки ниже водопада Султан) и была извержена наибольшая масса лавового материала. Второй период следовал непосредственно за первым. В это время образовался следующий, второй комплекс лав, слагающий средний ярус вулкана и ряд связанных с ним лавовых потоков (Ирахик-Сырт).

После этих двух этапов усиленной вулканической деятельности наступает время ее прекращения или значительного сокращения. Но процессы эрозии продолжались и дали новое углубление долин и врезание рек в только что сформировавшиеся лавовые потоки и склоны вулкана, что резко изменило его рельеф.

Таким образом, оба этапа усиленных излияний падают, очевидно, на середину одного достаточно длинного периода энергичной эрозии, которая не прекращалась и во время излияний.

Несомненно, что этот период эрозии и развития речных долин связан со значительным поднятием Главного Кавказского хребта, происходившим в течение рисс-вюрмского времени. Как видно, намечается любопытная связь во времени усиления вулканической деятельности Эльбруса с процессом поднятия Кавказа и межледниковой эпохой.

Выработанные речные долины, расположившиеся между крупными, только что возникшими лавовыми потоками в вюрмское время, вновь заполнились ледниками и их продуктами переноса.

Последний — послевюрмский — период вулканической деятельности Эльбруса обладал более слабыми проявлениями внутренних сил Земли.

В это время создались вершинный конус вулкана и спускающиеся от него короткие лавовые потоки.

Наконец, последовавшая затем эрозия привела к современному расчленению лавовых потоков и подножья вулкана.

Можно думать, что как эта эрозия, так и последний этап вулканических излияний связаны с интенсивными новыми поднятиями Кавказа, начавшимися в послевюрмское время.

Любопытно, что намеченные этапы вулканической деятельности Эльбруса совпадают по времени с излияниями другого кавказского вулкана — Казбека, возраст и последовательность которых были установлены В. П. Ренгартом [13].

В заключение скажем несколько слов о положении Эльбруса в общей структуре Кавказа.

Эльбрус располагается на продолжении меридиональной линии разломов, которая, вероятно, отделяет Ставропольское поднятие от западной оконечности Терско-Карабогазской впадины. Существованием этих разломов на глубине, повидимому, объясняется крутой флексуорообразный изгиб неогеновых и других отложений при переходе их от упомянутого плато к Терской низменности. Основная группа лакколлитов Пятигорья связана с этой же зоной разломов и приурочена к области флексуорообразного изгиба. С ней же, вероятно, связаны и нальчикские эффузивы.

Таким образом, можно думать, что грандиозный четвертичный стратовулкан Эльбрус связан с крупной поперечной для Северного Кавказа зоной разломов и является крайним к югу и самым молодым проявлением вулканизма в этой зоне.

ЛИТЕРАТУРА

1. Герасимов А. П. Геологический очерк бассейна верхней Малки. Тр. ЦНИГРИ, вып. 62, 1936.
2. Герасимов А. П. Минералогический состав пепла из окрестностей Нальчика. Отд. отд. из т. XXXI. Изв. Геол. ком., № 208. СПб, 1912.
3. Герасимов А. П. К вопросу о вероятном возрасте извержений Эльбруса. Изв. Импер. Акад. наук, № 8. СПб, 1910.
4. Герасимов А. П. Северо-восточное подножье Эльбруса. Изв. Геол. ком., т. XXX, № 188, 1911.
5. Герасимов А. П. Геологическое строение Минераловодского района. Тр. ЦНИГРИ, вып. 30, 1935.
6. Дубянский В. В. Петрография Эльбруса. Изв. Варшавск. политехн. инст., 1914.
7. Иванова И. К. О возрасте травертинов горы Машук и их соотношениях с террасами р. Подкумка. Бюлл. Четверт. комиссии Акад. наук, № 9, 1947.
8. Корзун В. Эльбрус. Пятигорск, 1938.
9. Мирчинк Г. Ф. Соотношение четвертичных континентальных отложений Русской равнины и Кавказа. Изв. Асс. научно-иссл. инст., т. II, вып. 3—4, 1928.
10. Муратов М. В. Очерк геологического строения северного склона Кавказа в районе к югу от Кавказских Минеральных вод. Тр. МГРИ, данный XXIII том, 1947.
11. Рейнгард А. Л. Гляциально-морфологические наблюдения в центральном Кавказе летом 1926 г. Долины Уруха, Ардона, Фиагодона и Гизельдона. Изв. Русс. геогр. общ., т. LIX, вып. II, 1927.
12. Ренгартен В. П. Вулканические туфы в окрестностях г. Нальчика на Северном Кавказе. Изв. ГГРУ, т. XLIX, вып. 2, 1930.
13. Ренгартен В. П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Тр. ВГРО, вып. 148, 1932.
14. Соловьев С. П. Высокогорный курорт Адыл-Су и его окрестности (Кабардино-Балкария). Изв. Гос. геогр. общ., т. 70, вып. I, 1938.
15. Соловьев С. П. Геолого-петрографический очерк верховьев р. Ирика (юго-восточное подножье Эльбруса). Изв. ГГРУ, т. I, вып. 18, 1931.
16. Соловьев С. П. Краткий геологический очерк верховий Баксана. Изв. ВГРО, т. LI, вып. 37, 1932.
17. Соловьев С. П. Экскурсия по Эльбрусскому району. Пятигорск, 1935.

В. Н. ПАВЛИНОВ

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ЛАККОЛИТОВ РАЙОНА КАВКАЗСКИХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

(Доклад на теоретической конференции МГРИ в 1944 г.)

Изучение лакколлитов района Кавказских Минеральных вод (КМВ) имеет важное как практическое, так и теоретическое значение. Известно, что большинство минеральных источников этого района связано именно с лакколлитами. Лакколлиты также являются массивами, изверженные породы которых имеют высокие качества как кислотоупорный материал и как сырье для стекольной промышленности. Изучение строения этих загадочных в структурном отношении массивов поможет разобратся в генезисе такого же типа интрузий и некоторых экструзий, имеющих, по нашим представлениям, очень широкое распространение на территории Советского Союза.

С изучением тектонической структуры всего района и структур отдельных лакколлитов в полной связи стоит выявление новых минеральных источников и увеличение дебита действующих.

Первые исследования лакколлитов Пятигорья относятся к началу прошлого столетия. Им уделили внимание Г. Абих, Ф. Баталин, Е. Фавр, Ж. Франсуа, А. Бацевич, Л. Дрю, И. В. Мушкетов и Э. Э. Эйхельман, но особенно тщательные исследования проводились В. М. Дервиз и А. П. Герасимовым, которые, описав подробно в своих работах каждый массив в отдельности, заложили основы всех наших знаний о лакколлитах Пятигорья.

Если петрография изверженных пород, стратиграфия и залегание осадочных пород кровли массивов привлекали внимание этих геологов, то строение внутренних частей лакколлитов, т. е. форма и механизм образования кристаллических ядер, до последнего времени освещены в геологической литературе недостаточно.

Впервые внимание на строение всех куполообразных возвышенностей Пятигорья обратила В. М. Дервиз, подробно исследовавшая их в 1902—1903 гг. Она впервые установила лакколлитовую природу этих массивов, назвав слагающие их породы трахилипаритами. В части описания пород работа В. М. Дервиз и до сего времени представляет большой интерес.

В 1911 г. краткую геологическую характеристику (с приложением геологической карты в масштабе 1 : 210 000) дал для района КМВ А. П. Герасимов. Все изверженные породы лакколлитов им были названы бештаунитами, ввиду их специфического состава.

Сводное описание результатов длительной работы (с 1906 по 1935 г.) в районе КМВ было сделано А. П. Герасимовым в 1935 г. В 1937 г. вышло в свет его же описание петрографии лакколлитов северо-западной части района КМВ. Особое внимание во всех этих работах автор уде-

ляет стратиграфии осадочных толщ и петрографии изверженных пород, рисуя среди массивов Пятигорья криптолакколиты, лакколиты и четкообразные дайки. К первой части работы приложена геологическая карта района в масштабе 1:100 000, являющаяся более точной картой, чем изданная в 1911 г.

В отдельности лакколиты Пятигорья изучались целым рядом геологов: гора Кожуртлы была описана Дрейером и Н. Н. Славяновым, подножье горы Железной освещено работами Н. Н. Славянова, а горы Бык и Золотой курган — работами Курман, Усачевой, Ворожевой и Платонова.

Последующие детальные съемки лакколитов Пятигорья, проведенные экспедицией Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе в 1939—1941 гг. под руководством Е. В. Милановского, уточнили строение отдельных массивов, и автор настоящей статьи считает возможным высказать несколько иную точку зрения на структуру и происхождение лакколитов района КМВ. Рамки статьи не позволяют изложить подробно основные результаты нескольких лет работы, поэтому излагаются только основные пункты из общих выводов о строении и происхождении пятигорских лакколитов.

Все лакколиты района КМВ располагаются на сравнительно небольшой площади, узкой полосой в поле верхнемеловых и палеогеновых пород. Среди всхолмленной степной равнины, которая, в южной части имеет заметное постепенное повышение и ясно выраженный квестовый рельеф, возвышается 18 гор одиночек. Их относительная высота иногда достигает над поверхностью Пятигорского плато 800—900 м.

Наиболее древними отложениями вблизи кристаллических ядер лакколитов являются выведенные на поверхность в виде крупных отторженцев (блоков) апт-альбские песчаники, прослеживающиеся в нормальном стратиграфическом залегании в окрестностях г. Кисловодска. Хорошие разрезы меловых и палеогеновых отложений можно наблюдать по долинам рек Кумы, Подкумка, Малки, Суркуля и Золки, где они изучались ранее целым рядом геологов и в последнее время особенно детально Г. П. Леоновым в составе экспедиции МГРИ. Эти же образования в виде отдельных комплексов наблюдаются и в соседстве с кристаллическими ядрами лакколитов, где они были изучены нами. На основании полученного материала ниже приводим описание сводного разреза этих отложений.

Нижнемеловые породы непрерывной полосой обнажаются к югу от г. Кисловодска, они же известны и на горе Бештау. Апт-альбские отложения представлены мелкозернистыми, сильно глауконитовыми, неслоистыми песчаниками в нижней части толщи и светлыми железистыми — в верхней. В песчаниках обнаруживаются остатки *Acanthoplites*, *Exogyra*, *Cucullaea*, *Aucellina* и др. Мощность пород более 160 м. Выше песчаников залегают верхнеальбские (враконские) черные глинистые сланцы и аргиллиты с богатой фауной *Aucellina gryphaeoides* Sow., *Neohibolites minimus* d'Orb. Мощность аргиллитовых сланцев на горе Бештау не превышает 15 м.

Верхнемеловые образования представлены однообразной по наружному виду толщей светлых мергелей и известняков всех ярусов этого отдела системы. Верхнемеловая толща начинается снизу сеноманскими песчанистыми глауконитовыми известняками с фауной *Neohibolites ultimus* d'Orb. мощностью 2 м и известняковыми песчаниками с фосфоритовыми конкрециями мощностью до 8 м.

Нижнетуронские отложения в районе КМВ не обнаружены, поэтому возраст известняковых песчаников неясен. Следует ли относить их к сеноману или к более молодым образованиям — точно не известно.

Известняки сеномана залегают на неровной поверхности аргиллитов

и имеют неровную, слегка размытую кровлю. На слабо волнистую поверхность сеноманских известняков и песчаников, резко отграничиваясь от них, с перерывом в отложении в нижнетуронское время, налегают известняки и мергели верхнего турона, характерные крупными стилолитами и остатками *Inoceramus lamarcki* P a g k. Эти отложения, в свою очередь, переходят вверх в мелоподобные известняки с очень крупными стилолитами. Мощность первой толщи изменяется в пределах от 20 до 40 м, мощность второй — от 13 до 25 м. Переходы между этими породами нерезкие — едва заметные. Возраст пород верхней пачки можно считать уже коньякским, так как в них чаще встречаются *Inoceramus involutus* S o w.

Более молодыми образованиями являются тонкослоистые и тонкозернистые известняки, возраст которых обычно считается сантонским. Мощность сантона около 30 м. В известняках залегают прослой зеленоватых глин и мергелей мощностью в несколько сантиметров. Сантонские отложения кроются мощной толщей мергелей и известняков белого, кремового и светлосерого цвета мощностью до 215 м. Из органических остатков в нижней половине толщи чаще встречаются *Inoceramus inconstans* W o o d. и его различные варианты, а в верхней пачке пород изобилуют *Inoceramus balticus* V ö h m, т. е. типично кампанские формы. Мощность пород кампана по простиранию, в отличие от подстилающих коньякских пород, меняется незначительно. Мощность же пород коньякских пластов вне пределов лакколита, как подмечено Г. П. Леоновым, увеличивается в обе стороны от линии Кисловодск — Бештау.

Маастрихтский ярус представлен главным образом в юго-восточной части района и в западной половине планшета КМВ. В центральной полосе он местами сходит на-нет (Ессентукский район). Маастрихт выражен мергелями серого цвета. Породы песчаные, содержат глаукозит, в большом количестве отмечающийся в основании разреза. Фауна обильная, представлена *Scaphites constrictus* S o w., *Buculites knorri* D e z m., *Pachydiscus neubergicus* H a u s., *Inoceramus tegulatus* H a g., *Echinocoris* и др. Мощность пород маастрихта в районе, по данным Г. П. Леонова, меняется от 0 до 80—125 м. Верхняя граница их неровная, мергели обычно размыты; в центральной полосе района на мергелях маастрихта отложились палеоценовые образования, тогда как в крайних частях района КМВ, т. е. на западе и юго-востоке, из-под палеоцена выходят на поверхность датские отложения.

Датский ярус представлен песчано-сланцевыми известняками и мергелями с *Echinocoris* ex. gr. *ovalis* L e s., мощность их 15 м. На изученных нами лакколитах эти породы не известны. Наилучшие разрезы верхнемеловых пород изучены нами на горе Бештау. А. П. Герасимов считал мощность меловых отложений горы Бештау равной примерно 550—600 м; на основании полученных нами новых данных, мощность их равна 300—350 м.

На срезанную поверхность кампанских, маастрихтских и датских пород в районе распространения лакколита трансгрессивно налегают палеогеновые отложения. Палеоген также представлен всеми ярусами и начинается с так называемой ессентукской свиты, выраженной зеленовато-серыми мергелями, песчано-известковыми глинами и опоковидными породами. Палеонтологически породы эти почти не охарактеризованы. Мощность пород в районе, по данным Г. П. Леонова, по простиранию меняется. Наибольшей величины она достигает в центральной полосе района, тяготеющего к долине р. Подкумка (более чем 150 м). По направлению на юго-восток мощность ессентукской свиты сходит на-нет, а в направлении к станции Боргустанской уменьшается до 40 м.

На лакколитах мергели эссендукской свиты нередко выходят на поверхность, представляя отдельные обрывки этой толщи.

Выше эссендукских мергелей залегает аргиллитовая свита палеоцена, представленная довольно характерными породами, похожими по наружному виду на альбские отложения. Аргиллитовая свита выражена двумя горизонтами темносерых и черных аргиллитов, которые разделены горизонтом желтых и светлосерых песчаников. Общая мощность свиты считается равной 200 м. На лакколитах наиболее полно разрез палеоценовых пород прослеживается на горах Кокуртлы и Машук. Аргиллиты, слагающие верхнюю часть палеоценовых пород, были закартированы на ряде лакколитов (горы Бештау, Бык, Железная и др.), и всюду они мало чем отличаются от типичных аргиллитов полных разрезов вышеупомянутых гор. Среди палеоценовых пород очень редко встречаются остатки фауны (ребристые пеллециподы); ввиду плохой сохранности они слабо характеризуют возраст этих образований.

В основании эоцена залегает так называемая оползневая свита, состоящая из зеленоватых глинистых мергелей, характерных своим элювием, по которому оползли более молодые отложения. Мергели обычно переполнены фораминиферами, которые в породе можно видеть невооруженным глазом (фораминиферы из семейства *Globigerinidae*). Мощность свиты колеблется в пределах от 50 до 70 м. Породы этой свиты представляют нижний горизонт собственно фораминиферовых отложений района КМВ и во всем районе являются довольно выдержанной по мощности свитой. Они встречаются на многих лакколитах, особенно хорошие разрезы их прослеживаются на горах Железной, Бык, Бештау и Кокуртлы, а также на юго-восточных поднятиях.

На мергелях оползневой свиты согласно залегает маркирующая толща тонкослоистых, плитчатых мергелей кофейного цвета. Мергели изобилуют чешуйками *Lyrolepis caucasica* Rom. Мощность пород во всем районе выдерживается равной 35—40 м. Этой свите, которая нами в поле называлась лиролеписовой, дается наименование кумской. Возраст ее более или менее точно определяется как верхнеэоценовый, а возраст фораминиферовых мергелей оползневой свиты относится к нижнему и среднему эоцену.

Лиролеписовые мергели кумской свиты выведены на поверхность на всех лакколитах, за исключением гор Джуцы и Юцы.

Выше кумских мергелей залегает мощная толща светлосветлозеленоватых мергелей с фораминиферами — породы, которые по наружному виду несколько напоминают породы оползневой свиты, но являются верхним горизонтом фораминиферовых отложений Северного Кавказа. Эта свита Г. П. Леоновым была названа в районе Кавказских Минеральных вод киркильской. Мощность ее значительно колеблется и измеряется от 70 до 120 м. Увеличение мощности наблюдается в направлении на северо-запад. Лучше всего породы киркильской свиты прослеживаются по склонам гор Железной, Бык и Верблюд. Они же известны у подножья горы Бештау. По фораминиферам возраст киркильской свиты определяется Н. Н. Субботиной как эоцено-олигоценовый.

Фораминиферовые породы согласно покрываются глинисто-мергельной толщей хадумских слоев олигоцена. Мощность их устанавливается равной 120—140 м. Хадумские слои в нижней своей части выражены глинистыми мергелями с рыбными остатками, в средней части — известковистыми глинами и, наконец, в верхней части — зеленовато-серыми и коричневатými глинами, не вскипающими от кислоты. В самой верхней части хадумские отложения представлены снова светлыми мергелями. Остатки остракод и рыбные остатки датируют возраст хадумских слоев как олигоценовый. Эти отложения выходят на поверхность главным образом в краевой восточной и северо-восточной частях района КМВ.

Они отмечены нами у основания гор Бештау, Змейки и поблизости от горы Кокуртлы. Фациально они несколько изменяются. В районе наших лакколитов они представлены в основании разреза главным образом мергельными породами. Кверху в разрезе хадумские слои сменяются однообразными по наружному виду и составу тонкослоистыми, чешуйчатými глинами шоколадного цвета с кристалликами гипса, лепешковидными конкрециями сидерита и чешуйками рыб. Мощность глин до последнего времени точно не была определена, но считалась весьма значительной; по нашим данным, она не превышает 800—900 м. По своему положению в стратиграфическом разрезе эти породы сравниваются с майкопскими глинами. В районе КМВ они называются баталинскими глинами. Распространены они в периферической, восточной, части района, и среди них поднимаются горы Бештау, Змейка, Развалка и Лысая.

Самыми молодыми отложениями третичного возраста в сплошном разрезе района КМВ являются миоценовые (чокракско-караганские) глины, которые известны только восточнее горы Лысой в северо-восточном углу плана КМВ. Глины имеют зеленовато-серый или коричневый цвет. Из палеонтологических остатков в них встречаются мелкие пелециподы. На основании этой фауны и по согласному залеганию пород на майкопских глинах возраст пород верхней части разреза определил впервые довольно точно В. Н. Лодочников. Чокракско-караганские глины имеют мощность около 250 м. Переходный или разграничивающий горизонт (тарханский) между майкопскими и чокракскими слоями в районе пятигорских лакколитов неизвестен.

В заключение описания стратиграфического разреза необходимо указать на один обособленный небольшой останец толщи акчагыльских отложений, встреченный Н. И. Николаевым недалеко от оз. Тамбукан. Акчагыльские образования залегают несогласно на майкопских глинах, имеют мощность около 10 м и представлены плотными вязкими глинами красно-бурого цвета в нижней части останца и светлосерой глиной в верхней его части. Ниже глин залегает песчано-гипсовая порода, среди которой в основании встречаются галечники, содержащие гальку изверженных пород лакколитов.

Не останавливаясь на характеристике четвертичных отложений, которые имеют широкое распространение вокруг лакколитов в виде делювиальных шлейфов и слагают несколько аллювиальных террас, необходимо упомянуть о травертиновых полях некоторых лакколитов. Отложения древних минеральных источников района КМВ приурочены в своем распространении к подножиям или склонам таких гор, как Машук, Железная, Бык, Лысая и Бештау.

Наибольшей мощности травертины достигают на горе Машук; на горах Железной и Бык они имеют мощность в несколько метров. Наличие травертиновых полей на ряде лакколитов определенно говорит об интенсивной созидательной деятельности минеральных источников и о характерном тектоническом нарушении в залегании пород кровли лакколитов, доказывающем наличие в них зон разлома.

По характеру залегания меловых и палеогеновых отложений в пределах района КМВ обычно выделяется три главных участка.

Первый участок — Кисловодско-Пятигорская, довольно правильная моноклираль верхнемеловых и палеогеновых пород с широким простиранием на западе и юго-юго-восточным на востоке. Падение пород, слагающих моноклираль, наблюдается под углами 4—6° и определенно намечает периклиральное расположение их с дугообразным поворотом геологических границ, как это было впервые отмечено Г. П. Леоновым. Максимальные углы наклона приурочены к средней части полосы моноклинали. К западу от долины р. Подкумка пласты имеют более по-

логий наклон и, наконец, еще далее к западу приобретают почти горизонтальное положение. Падение пластов от меловых пород к палеогеновым выдерживается северо-восточное с углами 5—6° и выполаживается только в самых молодых третичных породах района (майкопчокрак).

Второй тектонический участок представляет северо-западную часть района и захватывает край Ставропольского поднятия — его юго-восточный выступ. Породы палеогена залегают здесь почти горизонтально. Наклоны они на север, и угол падения их выражается долями градуса. Но к северо-западу от горы Верблюд Г. П. Леоновым прослежено несколько пологих прогибов, заметных на общем фоне моноклиально падающих пород. Один пологий синклинальный прогиб связывается им с Беломечетинской синклиналью, а антиклинальный изгиб, расположенный несколько севернее, связывается по простиранию с Невинномысской антиклиналью Кубани. По отношению к Кисловодско-Пятигорской моноклинали эти вторичные структуры располагаются поперек ее прогиба и тем самым являются связующим звеном между двумя структурными участками. Восточнее горы Верблюд они уже совершенно не прослеживаются.

Третий тектонический участок примыкает к первым двум с востока и располагается в северо-северо-восточной и юго-юго-восточной частях района КМВ, представляя вторую моноклиаль. Вторая моноклиаль является одновременно восточным склоном Ставропольского поднятия и Кисловодско-Пятигорской моноклинали. Это западный борт известной Терской депрессии Северного Кавказа.

Падение пород во второй моноклинали всюду северо-восточное с небольшими углами на поднятиях (Ставропольском и Кисловодском) и достигающими 6° на склонах их. По направлению к более молодым породам наклон пластов становится значительно меньше. В общем на этом третьем тектоническом участке мы имеем слабый, но ясно прослеживающийся флексуобразный перегиб серии меловых и третичных пород, приуроченный к краевым восточным частям Ставропольского и Кисловодско-Пятигорского поднятий. Лишь на стыке их моноклиаль несколько прогибается, образуя как бы слабый синеклизоподобный залив (язык).

В целом, как это и ранее отмечалось в геологической литературе, район КМВ представляет ясно выраженное поперечное поднятие на фоне большой Северо-Кавказской моноклинали Главного антиклинория Кавказа. Последний факт в основном определяет причину массового появления в этом районе небольших интрузивных массивов типа лакколлитов.

Все 18 малых интрузивов района КМВ, располагаются в основном в пределах третьего тектонического участка, т. е. связаны с восточной моноклиналью, а следовательно, приурочены к юго-восточному склону Ставропольского поднятия и северо-восточному склону Кисловодско-Пятигорского выступа. Все они располагаются вдоль западной, наиболее крутой части второй моноклинали, т. е. в основании флексурного перегиба, сравнительно узкой, почти меридиональной полосой. Ни один из 18 массивов по своему строению не может быть назван лакколлитом в понятии Джильберта. Джильберт предполагал развитие лакколлитов в виде конкордантных тел из плоских межпластовых интрузий, не сопровождавшихся особыми нарушениями пород кровли. Он всегда предполагал (но не прослеживал) в лакколлитах наличие горизонтального dna интрузивных тел.

Среди изверженных массивов Пятигорья выделяется два типа: скалистые массивы с обнаженными ядрами из кристаллических пород как интрузивного, так отчасти и экструзивного происхождения и массивы

куполовидной формы, сложенные с поверхности только осадочными породами, так называемые криптолакколиты.

Внутренние участки поднятий, т. е. кристаллические ядра массивов, слагаются специфическими породами, которые были названы впервые В. М. Дервиз трахилипаритами, затем А. П. Герасимовым бештаунитами и им же позднее опять трахилипаритами, имеющими ясно выраженную порфириновую структуру и довольно постоянный минералогический состав внутри каждого массива в отдельности.

Среди вкрапленников изверженной породы обычные: кварц, санидин, анортоклаз, биотит, реже пироксен, амфибол и плагиоклаз. Основная масса породы слагается теми же минералами, имеет фельзитовое, микрогранулитовое или трахитовое строение, нередко со следами флюидальных потоков. Стекловатый базис, который говорил бы об эффузивном образовании пород, не отмечен ни одним исследователем ни в одной породе пятигорских лакколитов.

Также нет в этих породах и следов разложившегося стекла. Все породы свежие, не измененные. По своему содержанию полевых шпатов (натровый санидин — $Or_{70} Ab_{30}$ и кальциевый анортоклаз или калиевый олигоклаз — $Ab_{80} Or_{12} An_8$ с ненормально малым углом оптических осей $2V=55-64^\circ$) и других минералов, а также по химическому составу (содержание SiO_2 до 74%) изверженные породы относятся А. П. Герасимовым к щелочным разностям липаритов и трахилипаритов.

С нашей точки зрения, породам лакколитов, которые имеют ясно выраженное гипабиссальное происхождение, давать такие названия, как липариты и трахилипариты, было бы неправильно, поскольку за последними терминами скрываются понятия эффузивных пород, в то время как все породы района КМВ несут явные следы гипабиссального происхождения.

Среди изверженных пород в открытых лакколитах выделяется несколько фациальных типов, которые отвечают определенным участкам внутри каждого ядра массива. На основании детальных полевых исследований и анализа пород в камеральной обстановке нами выделены среди них следующие фациальные типы:

1. Глубинная разновидность пород, залегающая во внутренних частях интрузивных массивов, характерная дезориентированностью фенокристаллов.

2. Краевая периферическая разновидность, залегающая вблизи контактовых поверхностей изверженных тел, обладающая ясно выраженным порфириновым строением и параллельной ориентировкой фенокристаллов.

3. Разновидность изверженных пород, характерная для поверхности кристаллического массива, залегающая на контакте с вмещающими осадочными образованиями, чаще всего не обладающая порфириновым строением, а представляющая скрытокристаллическую массу.

4. Тектонические разновидности изверженных пород, т. е. тектониты, возникшие в результате дробления, перетиранья остывших масс (милониты, линзы скольжения, брекчии и др.).

5. Разновидность, весьма характерная для повторных интрузий, названная нами автолитами, т. е. изверженные породы, раздробленные на куски и вновь спаянные магмой.

Каждая фациальная разновидность изверженных пород характеризуется своим видом и строением, отличающим ее от другой разновидности, что дает возможность по их расположению более приближенно выявлять общую форму массивов.

Форма и механизм образования изверженных массивов выявляется главным образом благодаря детальному изучению элементов протек-

тоники и трещиноватости пород. Все это, вместе взятое, дает право говорить о поведении магмы в фазах течения и отвердевания. Вопросам этим ранее не уделялось должного внимания при изучении малых интрузий.

Из элементов прототектоники наиболее достоверными при определении формы массивов, на основании детальной их структурной съемки, в изверженных породах Пятигорья оказались: ориентировка (расположение) кристалликов слюды, амфибола, пироксена и нередко полевого шпата; расположение линий и плоскостей течения в виде флюидальных, шлировых полос и овалов; ориентировка ксенолитов и положение контактовой поверхности изверженных пород, а также расположение пор (пузырьки газа) внутри пород.

Изученная трещиноватость пород также говорит о характерном расположении первоначальной контактовой поверхности интрузивного тела. Как для любого интрузивного массива, так и для лакколитов Пятигорья нами выделены следующие типы трещин:

1. Трещины, расположенные параллельно контактовой поверхности массива, создающие плитчатую отдельность пород.

2. Трещины, поперечные к первым, имеющие два взаимно перпендикулярных направления.

3. Трещины диагональные — мооровские, также поперечные к первым и обычно заменяющие два вторых типа.

4. Трещины, имеющие перистое расположение по отношению к плоскостям передвижения жестких блоков.

5. Трещины в зонах разлома, возникшие от повторных интрузий, располагающиеся вблизи от плоскостей скольжения жестких блоков.

В общем элементы прототектоники и трещиноватости в породах пятигорских лакколитов могут быть вполне сравнимы с таковыми крупных гранитных массивов. Для малых интрузий нами выделяется еще целый ряд структур, не известных в гранитах. Самое же главное отличие этих структур заключается в их происхождении. Механизм образования крупных интрузий сильно отличается от механизма образования интрузий малого размера. Если крупные гранитные интрузии застывали, как это думал Г. Клоос, при сильном боковом тектоническом давлении, то в малых интрузиях, по нашим представлениям, магма сама интенсивно давила на стенки резервуара в результате ее выжимания с глубины при отсутствии действия тангенциальных сил.

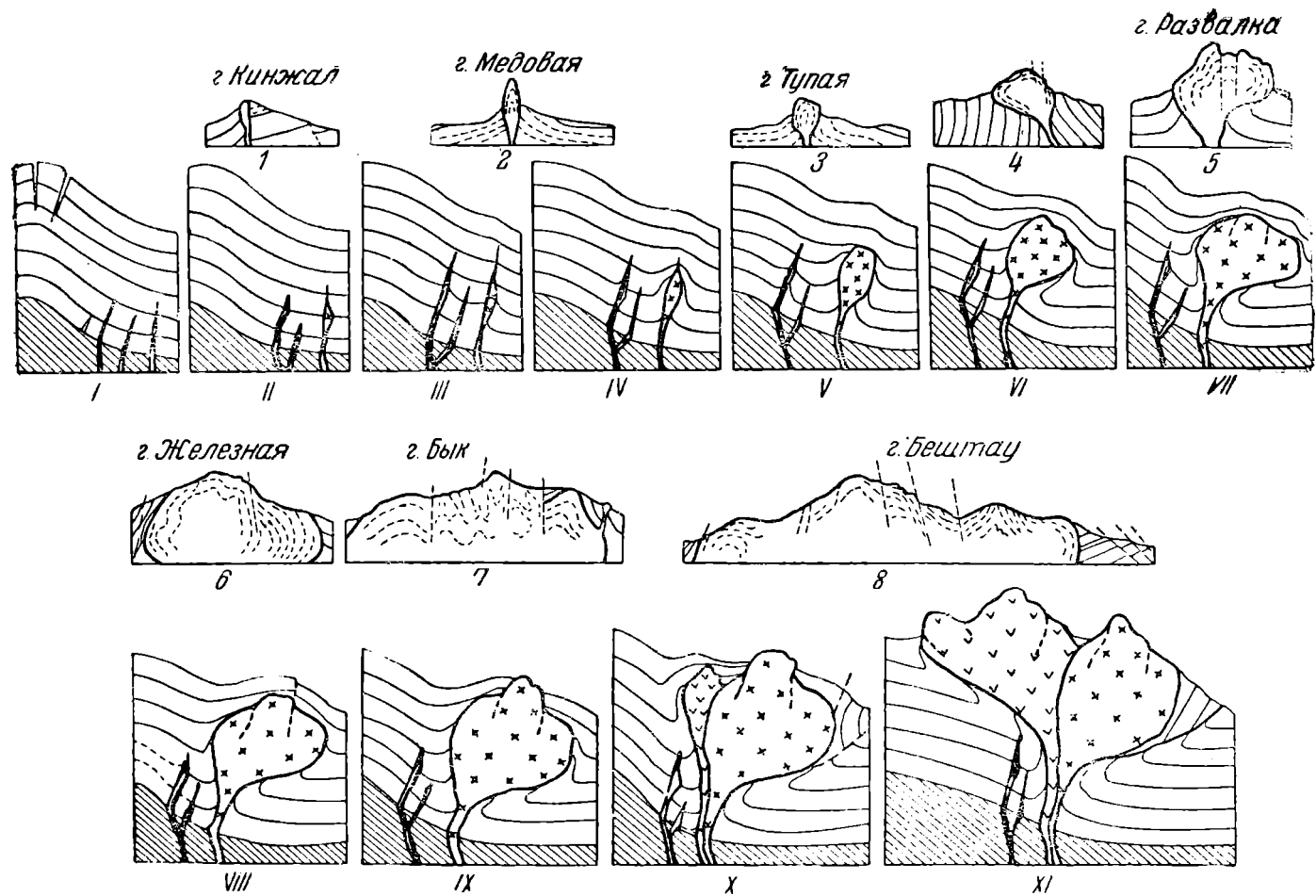
Изучая элементы прототектоники и трещиноватости изверженных пород, а также положение пород кровли, мы приходим к выводу, что все массивы Пятигорья характеризуются следующими признаками, отмеченными нами на всех лакколитах. Во-первых, резкой дискордантной формой по отношению к полого падающим пластам вмещающих пород (они рвут вмещающие породы, не считаясь с плоскостями их напластования). Во-вторых, сильной нарушенностью залегания вмещающих пород в соседстве с изверженными породами и нередким запрокидыванием, выжиманием и перетиранием их, образованием полукольцевых или кольцевых сбросов. В-третьих, они характеризуются отсутствием нижней ограничивающей поверхности (дна) интрузивных тел и обладают крутыми наклонами контактовых боковых поверхностей в сторону центра массива. В-четвертых, они обладают слабой метаморфизацией осадочных пород кровли на боковых контактах и несколько большей метаморфизацией на куполах и в пережимах их, т. е. в понижениях или седлах между вершинами, что говорит о внедрении густой, вязкой и бедной минерализаторами магмы. Наконец, последней особенностью массивов является некоторая вытянутость их кристаллических ядер в определенном направлении, обусловленном развитием главной тектонической структуры района.

В общем все массивы хотя и имеют различный размер и строение, все же характеризуются довольно однообразной формой кристаллических ядер, напоминающей форму перевернутой капли, луковицы или вертикально ориентированной чечевицы. При этом первоначальная форма интрузивных тел, как правило, была нарушена повторными интрузиями магмы в резервуарах, заполненных еще не вполне остывшей изверженной массой. Некоторые повторные внедрения прорывали ранее образованный панцырь кристаллических пород, поднимались выше, а также в вязком или полустывшем состоянии частично достигали дневной поверхности (горы Бештау, Железная, Змейка, Бык), образуя экструзивные «ядра протыкания», по форме похожие на ядра протыкания диапировых структур.

Сравнивая формы внутренних ядер различных лакколитов Пятигорья, приходим к выводу об их однообразном генезисе и одинаковом процессе развития, остановившемся, однако, на разных ступенях проявления. Одни массивы застыли на первой стадии внедрения магмы, когда они еще не выработали себе достаточного по размеру резервуара, другие образовались (застыли) на последующих стадиях внедрения магмы и выработали своего резервуара, третьи имели неоднородное нарушение первоначальных форм, но все они этим самым запечатлели различные моменты механики образования. Если мы проведем поперечные разрезы через все изученные нами лакколиты и расположим их, в порядке усложнения их форм, от довольно плоских вертикальных линз, напоминающих строение утолщенных даек, до сложного массива, как, например, гора Бештау или гора Бык, то получим естественный эволюционный ряд форм интрузивных тел, показывающий преобразование первоначально просто построенных тел в сложные, нередко экструзивные формы, что хорошо видно на прилагаемой схеме (фиг. 1).

Локальное расположение лакколитов Пятигорья объясняется особенностями тектонического строения района КМВ. Все лакколиты на поверхности приурочены к основанию крутого склона восточной моноклинали (флексуры), в месте наибольшего перегиба меловых и третичных пород, где на глубине, в результате перегиба пластов, образовалась зона разряжения (разрыва), в которую устремлялась магма. Наибольшей силы интрузировавшая магма достигала в местах перекрещивания зон разлома, т. е. в местах влияния как Ставропольского, так и Пятигорско-Кисловодского поднятия. Поднятие магмы с глубины происходило, по нашим представлениям, по трещинам, возникшим в связи с образованием флексуорообразных перегибов. Образование последних, несомненно, связано с более крупными разломами в древнем фундаменте, подстилающем меловые и третичные породы. Основной руководящий разлом, скорее всего, располагается в палеозойских образованиях непосредственно под флексуорообразным перегибом, на границе Ставропольского и Кисловодского поднятий с глубокой Терской депрессией, выполненной мощной толщей мезозойских и третичных пород.

О наличии сравнительно неглубокого древнего (палеозойского) фундамента, сложенного различными интрузивными и метаморфическими породами на месте современного Ставропольского поднятия, говорят многочисленные ксенолиты в изверженных породах лакколитов, представленные гранитами и гранит-диоритами красного (эшкаконский тип) и серого цвета, различными слюдяными и роговообманковыми сланцами, порфиритами и, наконец, измененными осадочными породами типа кварцитовых песчаников и кварцитов. Среди ксенолитов преобладают гранитные разности. Это говорит все же о том, что основную роль в образовании скрытого на глубине палеозойского выступа играют интрузивные породы. Очевидно, мы можем вполне предположить, что среди древнего фундамента, сложенного различными метаморфическими и кри-



Фиг. 1. Схема развития форм лакколитовых интрузий района Кавказских минеральных вод

сталлическими сланцами, под Ставропольским поднятием располагается один большой, а может быть, и несколько более мелких гранитных или гранодиоритовых интрузивов. По возрасту эти породы мы имеем больше всего оснований сравнивать с гранитами Малки-Мушты и Эшакона, описанными М. В. Муратовым для южной части района КМВ. В таком случае возраст метаморфических толщ необходимо считать в основном палеозойским — также по аналогии с породами района р. Малки. О том, что выступ древнего фундамента на месте современной северной части района КМВ существовал даже в юрское время, говорит вся история образования юрских и нижнемеловых пород, выявленная для этого района В. В. Белоусовым и позднее М. В. Муратовым. В северном и северо-восточном направлениях юрские и нижнемеловые отложения выклиниваются, сменяясь грубообломочными фациями. Такое выклинивание могло происходить в результате существования суши вплоть до нижнетуронского времени — когда непрерывное поднятие суши сменилось в районе опусканием и широкой трансгрессией верхнемелового моря. Гранитная дресва титонского возраста у Кисловодска также может несколько подтвердить наличие крупных интрузивов в палеозойском фундаменте к северу от Кисловодска. Эта дресва, в свою очередь, могла служить материалом для ксенолитов, захваченных магмой.

По нашим представлениям, поднятие древнего фундамента под Ставропольским плато может быть протянуто дальше на северо-запад. В этом направлении оно спускается весьма медленно и после значительного понижения уже в области Азовской впадины снова поднимается, продолжаясь в виде современного массива Азовско-Подольского щита. Эти древние структуры, которые сейчас погребены и изменены, но некогда существовали, очевидно, в виде значительных поднятий (хребтов), в основном и дали обломочный материал для создания мощных толщ Лонбасса и Северного Кавказа.

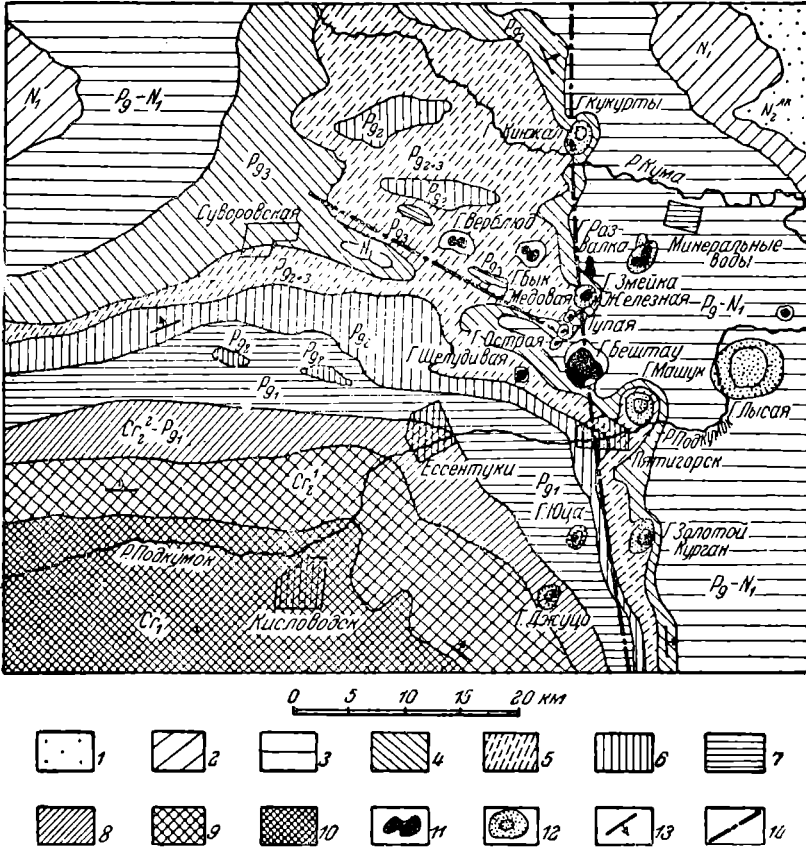
В Ставропольском древнем выступе должны были происходить значительные вертикальные полвижки, создавшие крупные зоны разломов. Одна из таких зон могла образоваться на месте современной восточной моноклинали района КМВ, по которой произошло значительное опускание восточной части древнего фундамента, создавшее впоследствии различные условия накопления осадков в западной и восточной областях Предкавказья (фиг. 2).

Повторение движений по ранее наметившимся зонам разлома в палеозойских породах происходило неоднократно, одно из таких молодых движений создало флексуобразный изгиб меловых и третичных пластов и внедрение трахилипаритовой магмы.

Таким образом, поднятие магмы, создавшее мелкие интрузивные массивы Пятигорья, скорее всего, было вертикальным, без тангенциальных напряжений, которые обычно бывают свойственны гранитным интрузиям. Поэтому формы наших массивов весьма своеобразны и обусловлены несколькими факторами, из которых главнейшими являются: во-первых, вертикальное движение магмы и создаваемое ею давление при образовании резервуара, во-вторых, вес пород (давление) кровли, расположенных выше вмещающего магму резервуара, и, наконец, в-третьих, общее натяжение вышележащих масс пород (подобно резиновой массе), действующее совместно с весом пород как тормоз для интрузирующей магмы. После образования разрывов в кровле этот третий фактор перестает действовать, уступая свое место только весу пород. Общей закономерностью в формах тел является сужение на глубину, т. е. подворот контактовых поверхностей массивов, и значительное расширение сверху за счет дискордантного прорыва вмещающих толщ после ослабления действия или уничтожения этого третьего фактора (натяжения пород).

Как правило, открытые массивы располагаются в местах перекрешивания глубоких зон разлома, т. е., как уже говорилось, в местах одновременного влияния Ставропольского и Кисловодского поднятий на образование трещин и зон разлома, где третий фактор, обуславливающий форму массива, играл меньшую роль в поднятии магмы в более высокие стратиграфические горизонты.

Возможно, что фундамент Ставропольского плато отделен от Кисловодского также зоной разлома, но с небольшой амплитудой перемещения. С удалением от этих мест на поверхности развиты настоящие криптолакколиты (горы Кокуртлы, Машук, Джуца), в которых магма, в ре-



Фиг. 2. Схема расположения лакколитов района Кавказских Минеральных вод.

1—акчагыльские слои (N_2^{Ak}); 2—чокракско-караганские слои (N_1); 3—майкопские слои ($Pg-N_1$); 4—хадумские слои (Pg_3); 5—киргильская свита (Pg_{2+3}^K); 6—кумская оползневая свита (Pg_2); 7—аргиллитовая свита (Pg_1); 8—эссентукская свита, датский и маастрихтский ярусы ($Sr_2^2-Pg_1$); 9—кампанские, сантонские, коньякские, туронские, сеноманские слои (Sr_1^1); 10—нижнемеловые отложения (Sr_1); 11—изверженные породы; 12—куполовидные поднятия; 13—направление падения пластов; 14—предполагаемая линия разлома в древнем фундаменте

зультате небольшого объема и быстрого остывания, не в состоянии была прорвать породы кровли ввиду слабой подачи ее по узким каналам и большего действия третьего фактора.

Судя по тому, что в гальках акчагыльских отложений Н. И. Николаевым встречены изверженные породы лакколитов, теперь приходится го-

ворить о более древнем возрасте образования интрузий, чем апшеронский, установленный А. П. Герасимовым. Возраст интрузивных массивов определяется, таким образом, в промежутке между временем образования караганских слоев и ачкагыльским веком. В течение этого периода намечается несколько интрузивных подфаз, отделенных друг от друга небольшими сравнительно промежутками времени и устанавливаемых по образованию повторных интрузий на горах Бештау и Бык.

После внедрения трахилипаритовой магмы вертикальные подвижки в области краевой части Ставропольского поднятия не закончились. Они повторялись и в молодое третичное и послетретичное время, что подтверждается образованием флексуобразных перегибов в породах неогена к северу от нашего района (по данным М. М. Жукова), а также сейсмическими толчками значительной силы (до восьми баллов) на горе Бештау (по данным Варданянца).

В заключение мы должны высказать свои соображения относительно происхождения термальных минеральных вод описываемого района. До самого последнего времени все геологи (не исключая и А. П. Герасимова) склонны были считать минеральные воды этого района водами, которые нагреваются и обогащаются газами за счет неглубоко расположенной, еще не остывшей магматической массы, образовавшей лакколиту.

На основании изучения структур лакколлитов и определения их места в общей тектонической схеме района приходится говорить, что выход на поверхность минеральных вод всецело обусловлен спецификой тектонического строения. По нашим представлениям, это типичные вадозные воды артезианских бассейнов, питающей водосборной поверхностью которых являются полого наклонные поверхности верхнемеловых квест. Воды нагреты в глубине в соответствии с величиной геотермического градиента и выведены на поверхность по крутым трещинам в зонах разлома вблизи контактовых поверхностей кристаллических ядер лакколлитов. Приуроченность горячих источников к лакколлитам может также служить доказательством особой формы этих массивов, отличающихся от лакколлитов Джильтберта крутыми, подвернутыми в сторону центра массива боковыми поверхностями кристаллических ядер.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абиx Г. Объяснение геологического разреза северной покатоости Кавказского хребта от Эльбруса до Бештау. Кавказский календарь на 1853 г. Тифлис, 1852.
2. Баталин Ф. Пятигорский край и Кавказские Минеральные воды. Ч. I и II. СПб, 1861.
3. Варданяц Л. А. Сейсмоструктурная Кавказа. Тр. Сейсм. инст. Акад. наук, вып. 64, 1935.
4. Герасимов А. П. Геологический очерк бассейна верхней Малки (Северный Кавказ). Тр. ЦНИГРИ, вып. 62, 1936.
5. Герасимов А. П. Геологическое строение Минераловодского района. Ч. I: Бештау — Железноводск — Сухой Карамык. Тр. ЦНИГРИ, вып. 30, 1935.
6. Герасимов А. П. Геологическое строение Минераловодского района. Ч. II: Кристаллические породы северных лакколлитов Пятигорья. Тр. ЦНИГРИ, вып. 93, 1937.
7. Герасимов А. П. Краткий геологический очерк района Кавказских Минеральных вод. С геологической картой. Матер. к познанию геол. строения Росс. империи, вып. 3, 1911.
8. Мушкетов И. В. Геологические заметки о Кавказских Минеральных водах. Зап. СПб Мин. общ., сер. 2, ч. XXII, 1886.
9. Павлинов В. Н. О структуре некоторых лакколлитов района Кавказских Минеральных вод. Бюлл. М. О-ва Исп. Природы, т. XXI, № 2, 1946 г.
10. Павлинов В. Н. О классификации интрузивных массивов. Сборник статей по геологии № 2, 1947. МГРИ.

- 11 Ренгартен В. П. Вулканические (пепел) туфы в окрестностях Нальчика в связи с геологическим очерком прилегающей местности. Изв. Геол. ком., т. XXXI, 1932.
 12. Симонович С., Бацевич А. и Сорокин А. Геологическое описание Пятигорского края, исследованного в 1875 г. Мат. для геол. Кавказа. Тифлис, 1876.
 13. Эйхельман Э. Э. Краткое геологическое описание района КМВ. Зап. Русск. бальнеол. общ., т. IV, 1904.
 14. Derwies V. Recherches géologiques et pétrographiques sur les laccolithes des environs de Piatigorsk (Caucase de Nord). Genève, 1905.
 15. Gilbert G. K. Report on the Geology of the Mountains. Washington, 1877.
-

Н. С. БОГАНИК

К ПОЗНАНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Вопросы четвертичной геологии восточного Предкавказья освещались в ряде работ, но, несмотря на это, изучены они далеко недостаточно.

В целях выяснения стратиграфии и литологии четвертичного комплекса и соотношения отдельных генетических типов его нами проводились (1935—1937 гг.) полевые исследования в области предгорья Северного Кавказа, главным образом в районе между р. Терек и р. Кумой, где широко распространены лёссовидные глины, суглинки и аллювиальные отложения рек. Результаты этих исследований освещены в данной работе.

І. ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Соответственно нашей цели мы при обзоре литературы коснемся только тех работ, которые затрагивают вопросы четвертичной геологии восточного Предкавказья.¹

Один из первых исследователей Кавказа — Абих — в работе, помещенной в Кавказском календаре за 1853 г. [1], впервые обстоятельно освещая основные черты геологического строения центральной части Кавказа, сравнительно подробно описал и известковые туфы, широко распространенные по нижним частям склонов отдельных гор Минераловодского района. В третьей четверти прошлого столетия исследованиями Абиха [2, 3] положено начало изучению прежних оледенений Кавказа. Абих, взгляды которого оказали большое влияние на позднейших исследователей, полагал, что прежние ледники не только достигали краевых частей гор, но заходили и на равнину.

В работе Барбот-де-Марни [4] сравнительно подробно дается описание степной части восточного Предкавказья. На карте Барбот-де-Марни, на всей степной полосе между р. Кумой и р. Терек, показано распространение песчано-глинистых отложений, которые он называет «каспийской формацией», относя ее к верхнетретичному возрасту.

Из работ последней четверти прошлого века отметим статью Д. Л. Иванова [26], в которой указывается, что широко распространенные четвертичные образования в районе, находящемся к востоку от р. Кумы, представляют собой «весьма мощное отложение сверху типичного, довольно светлого лёсса, незаметно уплотняющегося книзу, изменяющего цвет и характер сложения и переходящего в солончатые песчанико-глинистые отложения с гипсовыми конкрециями, прослойками и прожилками».

В работе Э. Э. Эйхельмана [35], относящейся к первым годам XX века,

¹ По состоянию на 1940 год.

имеются указания на широкое распространение в районе Пятигорска «лессовидных глин», которым он ошибочно приписывает дилювиальное происхождение. Этим исследователем впервые для Минераловодского района дается подразделение четвертичных образований, среди которых им выделяются: конгломераты, травертины, лессовидные песчанистые глины, элювий и аллювий (современные наносы). Отмечая обнажения конгломератов в окрестностях г. Эссентуки и г. Пятигорска, Э. Э. Эйхельман приписывает им дилювиальное происхождение.

А. А. Стоянов [34] принимал указанные конгломераты Эссентуков за остатки древней поддоной морены. Он отмечает присутствие вблизи Эссентуков частей скелета *Elephas primigenius*, обнаруженных на поверхности указанных конгломератов и перекрытых лессовидной глиной.

А. П. Герасимов в одной из своих первых работ, посвященных району Кавказских Минеральных вод, указывает на широкое развитие покровных образований в предгорной части Северного Кавказа. В Минераловодском районе им устанавливается до четырех эрозионных циклов. Для более западных частей Минераловодского района А. П. Герасимов описывает две серии террас: высокие террасы, расположенные на высоте около 256 м над долиной р. Кумы в районе ст. Бекешевской, и нижние террасы вюрмского века, развитые по долинам рр. Кумы, Тамлык, Дарьи, Бугунты, достигающие высоты 12 м.

В. П. Ренгартен считает, что альпийская схема подразделения, с четырьмя ледниковыми эпохами, наиболее приемлема для четвертичной хронологии Кавказа. В основу своей хронологической схемы он кладет «смену циклов эрозии» [33]. В другой своей работе В. П. Ренгартен [32] отметил, что в Минераловодском районе, кроме древнего эрозионного уровня, имеются еще две террасы: вторая или средняя, возвышающаяся над современным уровнем р. Подкумка на 50—60 м, и самая молодая терраса высотой 8—10 м.

В. Н. Лодочников, проводя исследования в восточной части Минераловодского района [28, 29] обратил внимание на наличие в верхней террасе долины р. Золки галечника, состоящего из самых разнообразных изверженных пород, не принимающих участия в строении современной долины р. Золки. Этот факт представляет интерес в деле расшифровки четвертичной истории восточного Предкавказья.

Явление захвата рек, широко распространенное в западной части восточного Предкавказья, уже давно обратило на себя внимание исследователей. С. А. Гатуев в одной из своих работ, посвященной изучению этого явления [13], находит, что «допущение слабого поднятия, параллельно общему направлению кавказской складчатости, с осью, проходящей несколько к северо-востоку от нынешней железнодорожной линии в пределах полулиста (Д-4 пятиверстной карты, Н. Б.), могло бы лучше всего объяснить историю Малки».

По нашему мнению, подобным допущением нельзя объяснить историю р. Малки, которая имела первоначальное течение по направлению к р. Куме, а потом, как об этом пишет С. А. Гатуев, все более и более отклонялась к востоку, сперва перекинулась на Горькую балку, затем на р. Куру и, наконец, повернув к юго-востоку, направилась к р. Тереку. При такой перемене направления р. Малки не остается места для поднятия, которое предполагается С. А. Гатуевым. Если бы эти поднятия и происходили, то ими можно было бы объяснить только более поздние изменения в направлении течения р. Малки, причем остались бы совершенно непонятными причины отклонения этой реки к востоку от ее первоначального течения, когда она направлялась в Куму, а потом в Горькую балку, так как эта часть Малки находилась бы к северу от предполагаемого поднятия.

Из других работ С. А. Гатуева отметим небольшую статью, помещенную в журнале «Природа» за 1937 г. [14], в которой приводятся позднейшие данные, полученные при глубоком бурении на нефть в районе Горькой балки, к востоку от средней части течения р. Кумы. По этим скважинам указывается большая мощность покровных отложений (240—370 м).

В работах И. М. Крашенинникова, С. С. Неуструева и др. [27, 31], посвященных выяснению геоморфологии Малой Кабарды и Моздокской степи и характера почв в этих областях, указывается на присутствие трех групп террас и дается краткая характеристика их.

По представлениям Л. А. Варданянца, на Кавказе было четыре древних оледенения, причем для последнего — вюрмского — им устанавливается 8 или 9 стадий отступания [9, 10]. Причину оледенения Л. А. Варданянец видит в смене термодинамических циклов, которые, по его представлению, свойственны земному шару.

М. М. Жуков на основании своих наблюдений в районе проектирования Терско-Манычского канала [25] в полосе, вытянутой в меридиональном направлении от р. Терека [устье Малки] и до Восточного Маныча (Арзгир — Термиты), приходит к заключению, что формирование Прикаспийской низины, ограниченной с запада абразионным уступом, по времени относится к хвалынской трансгрессии и хорошо увязывается с верхними надпойменными террасами рр. Восточного Маныча, Кумы и Терека. На основании этого факта им дается расшифровка возрастных соотношений всего четвертичного разреза восточного Предкавказья.

Результаты по сбору палеонтологического материала в районе Северного Кавказа освещены в работах В. И. Громова [20, 21]. Отдельные конкретные данные из этих работ приводятся ниже при освещении соответствующих вопросов.

Вопросы физико-химических свойств лёссовидных пород получили освещение в работах С. В. Быстрова и Л. П. Белякова [8], А. К. Волкова [12], В. С. Веселого и Г. В. Яковкина [11], Н. Я. Денисова [22, 23], а также в работе автора [7].

Резюмируя данные изученности четвертичных образований интересующей нас области, необходимо отметить, что до последнего времени оставались почти совсем неосвещенными вопросы стратиграфии и литологии четвертичного комплекса восточного Предкавказья, а также вопросы соотношения различных генетических типов этого комплекса.

II. ОРОГИДРОГРАФИЯ

Район северного Предкавказья, располагающийся к северу от нижнего течения р. Малки и западной части широтного направления р. Терека и простирающийся до р. Кумы, представляет собой полого наклонную к востоку равнину, выходящую через область бурунов к Каспийскому морю.

Реки Кума, Подкумок, Золка, Малка и Терек, входящие в числе других в гидрографическую сеть восточного Предкавказья, берут свое начало в пределах горной части Кавказа и имеют здесь (исключая р. Терек) северо-восточное направление. При выходе на Предкавказскую равнину несколько восточнее меридиана г. Георгиевска они образуют всеобщее расхождение.

Реки Кума и Золка отклоняются к северу и принимают северо-восточное направление, примерно такое же направление имеют Горькая балка и Сухая Падина. Реки Кура и Малка при выходе на равнину постепенно поворачивают к востоку. Малка в нижней части своего течения еще более отклоняется на восток и принимает восток-юго-восточное направление.

В области равнины широко развито явление перехвата рек, что нашло свое выражение в характере строения современной гидрографической сети.

Не останавливаясь на описании отдельных долин, мы отметим только общие характерные черты рельефа восточного Предкавказья.

Особенность рельефа предгорной части этой области заключается в асимметричном строении долин рек и водораздельных пространств между ними. Почти повсеместно правые склоны рек и балок значительно выше и круче левых, а водоразделы приближены к правой стороне рек и в сторону левых склонов последних образуют сравнительно широкие и пологие пространства.

Северное Предкавказье в районе Пятигорья лежит примерно на высоте 450—520 м над уровнем Черного моря. Отсюда на восток и северо-восток местность постепенно понижается и у сел. Эдиссея, находящегося в западной части восточного Предкавказья, имеет отметки 150—170 м над уровнем моря. Общий уклон местности на участке г. Пятигорск — сел. Эдиссея весьма незначителен, и восточнее сел. Эдиссея местность становится еще более равнинной.

Приведенные данные могут только в самых общих чертах характеризовать описываемую местность, так как в действительности она не имеет такой равномерно снижающейся поверхности.

Изучая в указанных границах рельеф восточного Предкавказья, можно, несмотря на общее однообразие его, отметить ряд типичных черт, свойственных отдельным районам этой области. Характерно ложбинообразное строение этой части Предкавказья в целом. Область, располагающаяся к востоку от Пятигорья, оконтуривается с трех сторон возвышенностями, и только на востоке она открывается к Каспийскому морю. С южной стороны она ограничивается Гудермесским, Терским и Эльдаровским хребтами, которые возвышаются над равниной в среднем на 200 м, на западе — предгорными Кавказскими хребтами, на северо-западе и севере — восточным склоном Ставропольской возвышенности.

В пределах восточного Предкавказья мы считаем возможным выделить три района, которые наряду с общими чертами, заключающимися в равнинном характере местности, обладают каждый и рядом особенностей.

Нами выделяются: предгорная часть, собственно равнина и область бурнунов.

Предгорная часть охватывает район Пятигорских лакколлитов, которые и составляют одну из характерных черт этого района. Присутствие ряда гор, поднимающихся на значительную высоту над общей сравнительно ровной местностью, придает ей своеобразный вид. В расположении и форме лакколлитов сказывается, как это отмечает А. П. Герасимов, два основных направления дислокационных трещин, а именно: север-северо-восточное и запад-северо-западное. К направлению этих линий и приурочивается расположение отдельных гор.

Общая поверхность предгорной части пересекается гидрографической сетью бассейнов рр. Кумы и Подкумка и имеет слабо холмистый характер. Водораздельные пространства здесь обычно широкие, слабо выпуклые и сравнительно полого спускаются в долины рек и балок.

Террасы, принимающие участие в строении долин рек, имеют наиболее резко выраженные и ясные очертания. В более нижних частях течений рек контуры террас сглаживаются, и обыкновенно склоны долин имеют сравнительно плавные переходы к руслу рек. В предгорной части (в нижних частях склонов долин) происходят еще интенсивные явления эрозии. По руслу рек вскрываются коренные породы. Река Подкумок и в меньшей степени р. Кума находятся еще в стадии углубления своего русла. Местами наблюдается развитие овражной сети, иногда сильно

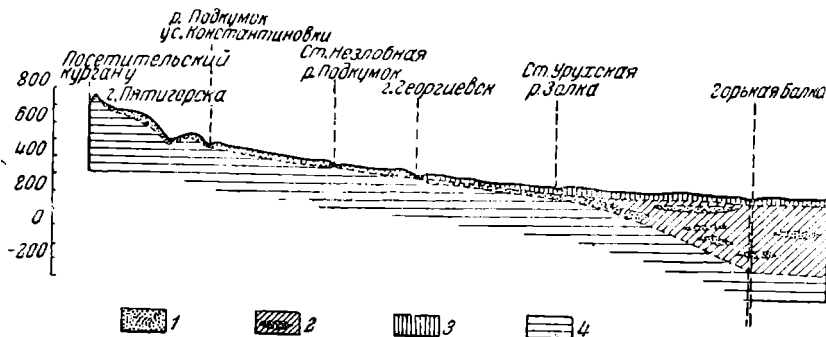
расчленяющей площадки террас, склоны долин и балок. Активное развитие оврагов можно наблюдать на правой стороне Подкумка в районе г. Пятигорска и выше, а также по р. Куме в районе сел. Канглы и в других местах.

Балочная сеть в предгорной части сильно развита. Балки имеют широкую *u*-образную форму, верхняя часть их склонов обычно крутая, нижняя — более пологая. Широкое распространение имеют оползни. Они весьма интенсивно развиты по склонам балок и долин рек в местах распространения майкопских глин и придают волнистый характер, очертаниям этих склонов.

Следует указать также на наличие здесь ложбинообразных замкнутых понижений, представляющих собой неглубокие озера и приуроченных к местам развития площадок высоких террас.

В описываемом районе не приходилось наблюдать явлений просадочности, широко распространенных в равнинной части Предкавказья.

В геологическом отношении предгорная часть характеризуется развитием четвертичного покрова небольшой мощности (фиг. 1), из-под ко-



Фиг. 1. Схематический геологический разрез по линии В—Г.

1—галечники—Q (G и M); 2—глины и суглинки с прослоями галечника и песка Q (G и M); 3—преимущественно лёссовидные глины и суглинки—Q (W, R-W, R, M-R и M); 4—коренные отложения—Тг.

торого по склонам долин и балок обнажаются коренные породы; среди последних широко распространены майкопские глины.

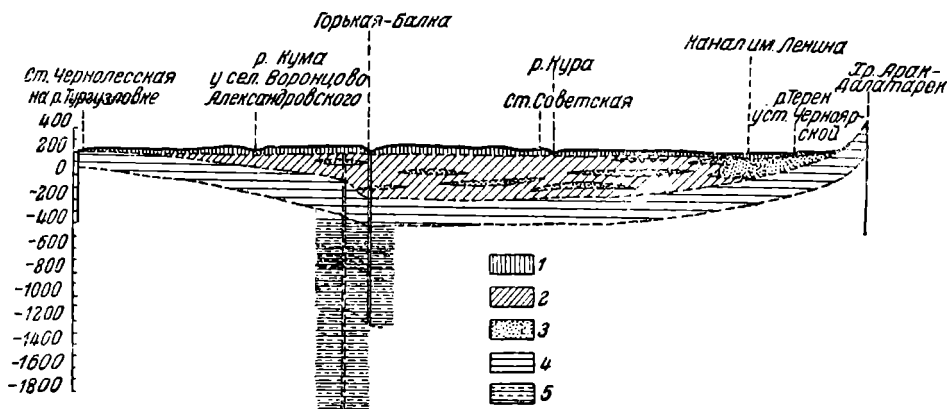
Итак, отличительные черты, предгорной части таковы:

- 1) наличие отдельных гор и возвышенностей, нарушающих общий равнинный характер местности;
- 2) террасовые уступы и площадки, имеющие сравнительно ясные очертания;
- 3) наличие активных эрозионных процессов, выражающихся в углублении русел рек и в развитии овражной сети;
- 4) широкое развитие оползневых явлений, придающих волнистость склонам;
- 5) малая мощность четвертичного покрова и сравнительно значительное число выходов коренных пород;
- 6) отсутствие сколько-либо заметных явлений просадочности.

Собственно равнина занимает обширную область, располагающуюся к востоку от описанного выше предгорного района и ограничивающуюся с востока абразионным уступом хвалынской трансгрессии. Этот уступ, представляющий собой чрезвычайно важный геоморфологический элемент в деле расчленения недавнего прошлого этой части восточного Предкавказья, впервые был прослежен и описан М. М. Жуковым [25]. Основание этого абразионного уступа у места выхода на

Прикаспийскую низину долины р. Восточного Маньча имеет абсолютную отметку 50 м, а значительно южнее, у р. Терека, достигает 140 м абсолютной высоты. Уступ хорошо прослеживается по линии сел. Правокумское — аул Биаш-Ой-Маут — хутора Восточный и Юго-Восточный — хутора Тарасов и Тамазов.

Все пространство, лежащее к западу от указанного абразионного уступа и простирающееся на запад до предгорного района представляет собой почти ровную поверхность, сложенную четвертичными образованиями, мощность которых измеряется сотнями метров (фиг. 2). Общий равнинный характер этой местности слабо нарушается еле заметными замкнутыми или открытыми понижениями, последние чередуются с более высокими участками, которые слабо вырисовываются на общем фоне местности.



Фиг. 2. Схематический геологический разрез по линии А — Б.

1—преимущественно лёссовидные глины и суглинки Q_2 (W, R-W, R, M-R и частично M); 2—глины и суглинки с прослоями песка и галечника— Q_1 (M?, G-M и G); 3—галечники, пески и суглинки нижнетретичного горизонта— Q_1 (M? G-M, G); 4—акчагыл, глины с прослоями песка, раковинные известняки, конгломераты, песчаники—Tr; 5—доакчагыльские отложения, вскрытые в скважинах—Tr.

Рельеф этой равнины осложняется широко распространенными понижениями, достигающими глубины 1—2 м. Эти понижения имеют то округлую, то продолговатую вытянутую форму, достигают в поперечнике иногда десятков метров и представляют собой просадки. Последние являются характерной особенностью этой равнинной области, сложенной на значительную глубину лёссовидными породами. Долины рек и балок имеют мягкие очертания, а террасы слабо выделяются в рельефе.

Воды Кумы, Куры и ряда других рек весьма незначительны, и некоторые из них, как, например, Сухая Падина, не имеют постоянных водотоков. Следов эрозионной деятельности почти не заметно.

Итак, в противоположность предгорному району, собственно равнина характеризуется следующими особенностями:

- 1) сnivelированностью рельефа;
- 2) полным отсутствием или же слабым проявлением эрозионной деятельности;
- 3) отсутствием оползневых явлений;
- 4) большой мощностью четвертичных образований, среди которых значительную роль играют лёссовидные породы;
- 5) явлениями просадочности грунта, имеющими широкое распространение.

Район бурунов занимает значительное пространство, расположенное к востоку от указанного выше абразионного уступа и простирающееся до Каспийского моря. Это равнина, усеянная многочислен-

ными грядами песка и барханами, чередующимися с вытянутыми ложбинами и блюдцеобразными понижениями. Южная часть этой области в пределах Кумыкской степи, по данным Гатуева и Чеботарева, представляет типичную аллювиальную равнину, являющуюся результатом аккумулятивной деятельности рек.

III. ХАРАКТЕРИСТИКА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

В составе четвертичного комплекса восточного Предкавказья мы выделяем следующие генетические типы:

1. Аллювий:
 - А. Современный аллювий.
 - Б. Древний аллювий террас: а) послевюрмских, б) вюрмских, в) рисских, г) миндельских и д) гюнцских.
2. Делювий.
3. Лёссовидные образования.
4. Вулканические пеплы.
5. Травертины.

Ниже дается краткая характеристика выделенных типов и освещаются их соотношения.

1. АЛЛЮВИИ

А. Современные аллювиальные образования

Сюда относятся отложения русел рек, пойменных террас и днищ балок. По своему механическому составу эти отложения весьма разнообразны. В состав их входят: а) грубообломочный угловатый материал разного размера; б) галечник, который весьма разнообразен как по размерам гальки, ее окатанности, так и по петрографическому составу; в) пески и суглинки, играющие в предгорной части течения рек подчиненную роль, обыкновенно покрывающие галечники пойм слоем незначительной мощности (по мере удаления в сторону степи значение их возрастает, в особенности возрастает роль суглинков, которые в области равнины почти нацело слагают пойменные террасы многих рек восточного Предкавказья).

Наблюдающееся петрографическое разнообразие аллювия обусловлено рядом факторов, в числе которых решающее значение имеют: геологическое строение района и история развития гидрографической сети. В свете влияния этих двух факторов для отдельных рек можно отметить некоторые своеобразные черты их аллювия.

Так, в предгорной части течения р. Кумы широкое распространение имеют галечники и щебенка, состоящие из песчаника и известняка мелового возраста. Эти породы в коренном залегании распространены в районе Кумско-Лоовского аула и являются основным поставщиком обломочного материала этой реки.

По мере следования вниз по течению реки этот материал измельчается и обрабатывается. В предгорной части, где широко развиты третичные отложения, представленные главным образом майкопскими глинами, аллювий заметно обогащается тонким материалом, который образуется в результате выветривания этих глин. Надо подчеркнуть, что последние сравнительно легко разрушаются, рассыпаясь вначале на мелкие кусочки, а потом, вследствие дальнейшего выветривания, превращаются в измельченную массу, которая отмучивается водой и отлагается.

В аллювии р. Кумы у г. Георгиевска и ниже по реке встречаются галечники изверженных пород, которые принесены сюда водами Подкумка,

впадающего здесь в р. Куму. Кроме того, здесь встречается и галечник из верховья р. Малки, воды которой когда-то также направлялись в р. Куму.

Совсем иной характер носит аллювий р. Подкумка. Здесь, как в верховье, так и в нижней части течения реки, в аллювиальном материале значительное место занимают изверженные породы, среди которых сравнительно часто встречаются красные и серые граниты Кавказского хребта, суглинки и здесь играют подчиненную роль, обычно они покрывают небольшим слоем пойменные террасы, основную массу которых представляют галечники и пески. Высота поймы Подкумка от 0,5 до 1,0 м.

Аллювий р. Юцы весьма однообразен. Здесь встречается почти исключительно мелкая угловатая плохой скатанности галька известковистых пород, участвующих в сложении Джинальского хребта, на котором эта река берет свое начало. Эрозионная деятельность Юцы развивается главным образом в районе распространения этих пород. Такой же однообразный характер имеет и галечник на участке верхнего течения рр. Этоки и Золки, эрозионная деятельность которых проходит в аналогичных условиях. В более нижних частях течения этих рек распространены и галечники изверженных пород, что обусловлено блужданием вод древней Малки. В аллювиальном материале рр. Куры, современной Малки и Терека широкое участие принимают галечники разных изверженных и осадочных пород.

Аллювий балок представляет собой главным образом суглинок желтовато-серого цвета, в составе которого в предгорной части значительную роль играет песок; в равнинной же части он является более однородным, хотя и здесь наряду с суглинком в выполнении балок местами принимает участие и песок, как это отмечено по балке Сухая Падина.

Б. Древние аллювиальные образования

Восточное Предкавказье в течение четвертичного периода испытало неоднократные колебания. Чередование периодов размыва с периодами накопления обусловило образование террас. В строении последних принимают участие галечники, пески и суглинки, покоящиеся обычно в предгорной части района на коренных породах дочетвертичного возраста. Поверхность последних по мере удаления от гор снижается и примерно к востоку от меридиональной линии г. Георгиевск — станция Марьянская погружается ниже дна современных долин; дальше к востоку коренные породы в обнажениях не встречаются (см. фиг. 1).

Материал, слагающий террасы, в значительной своей части накопился, вероятно, при участии талых ледниковых вод, которые растекались по наклонной поверхности восточного Предкавказья и разносили освобождающийся ото льда материал, сортируя и отлагая его по пути своего следования. Эти потоки вначале, повидимому, не имели определенных русел, что обусловило образование сплошной мантии покровных галечников, которые потом подвергались размыву и к настоящему времени сохранились только в некоторых местах на водоразделах.

Большинство исследователей устанавливает для отдельных рек описываемой области до 4—5 террас, с чем вполне согласуются и наши данные. На рассмотрении характера колебаний в центральной части Предкавказья мы остановимся ниже, здесь же дадим краткую характеристику террас и их образования.

Возрастные соотношения террас восточного Предкавказья устанавливаются главным образом на основании морфологических и литологических данных. Эти соотношения находят свое подтверждение в палеонтологических данных, полученных за последние годы (В. И. Громов).

Однако надо заметить, что до последнего времени возраст террас восточного Предкавказья палеонтологически весьма слабо обоснован.

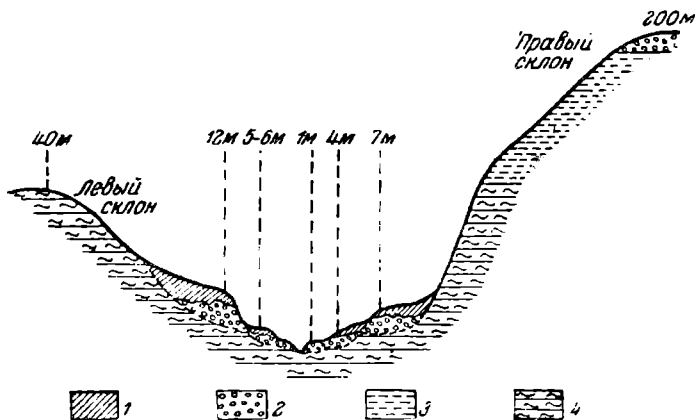
При рассмотрении террас мы будем пользоваться общепринятой терминологией, называя наиболее высокие, а следовательно, для нашей области исследования и наиболее древние уровни галечников гюнцскими, более же низкие, а значит и более молодые, соответственно миндельскими, рисскими и вюрмскими. Серию же самых низких террас (до 5 м высоты над уровнем рек) мы относим к послевюрмскому времени.

Выделяемые нами террасы предгорной части Предкавказья характеризуются следующими высотами.

Вюрмские террасы имеют относительные высоты 7—20 м, соответственно этому мы выделяем террасы W_{II} и W_I .

Относительная высота рисских террас колеблется в пределах 30—60 м над уровнем рек.

Миндельские террасы находятся на высоте 90—120 м над уровнем рек.



Фиг. 3. Схематический разрез долины р. Кумы у восточного конца станции Бекешевской.

1—суглинки; 2—галечники; 3—сланцеватые глины; 4—мергель.

К гюнцским террасам мы относим наиболее высокие уровни галечников, встречающихся в предгорной части области наших исследований на относительной высоте 150 м и выше.

Обзор террас начнем с более молодых.

а) Послевюрмские террасы. В долинах более значительных рек восточного Предкавказья имеются одна, а иногда и две низкие надпойменные террасы (фиг. 3). Высота их для отдельных рек и даже для одной и той же реки, но в разных ее участках заметно колеблется и определяется 2—3 и 4—5 м (реки Кума, Подкумок, Малка, Терек и др.).

Обычно эти низкие террасы сложены в основании галечником с линзами и прослоями песка, а иногда и суглинка, верхняя часть их состоит преимущественно из песчано-суглинистого материала, в котором нередко встречаются прослойки песка, а иногда и незначительные прослойки галечника. Мощность галечникового слоя, равно как и мощность покрывающих его отложений, сильно колеблется — от нескольких сантиметров до 2—3 м. На более высокой (4—5) м террасе этой серии обычно мощность суглинка более значительна. Состав галечников послевюрмских террас для отдельных рек различен, но в общем заметно не отличается от состава современного аллювия этих же рек, о котором было сказано выше.

Песчано-суглинистый материал, покрывающий галечники, преимущественно желтовато-серого цвета, нередко с прослоями и пятнами буроватого и коричневатого суглинка, с хорошо выраженной слоистостью. Иногда на более высокой террасе этой серии покровный суглинок имеет лёссовидный характер. Роль суглинка в строении послевюрмских террас увеличивается по мере удаления от гор.

б) Вюрмские террасы. По долинам рек восточного Предкавказья сравнительно широко распространены низкие террасы, возвышающиеся над уровнем рек на 8—20 м. Для суждения о возрасте этих террас имеются указания, что они по более значительным рекам примыкают к моренам и древним следам более поздних оледенений четвертичного возраста. В отложениях этих террас по р. Подкумку, в районе Пятигорска и Эссентуков, были обнаружены остатки *Elephas primigenius* Blum. (30). Кроме того, в работе В. И. Громова [21] имеются указания о находках в отложениях 6—7-метровой террасы Терека вюрмской формы *Bison priscus deminutus* W. G. G. m. На основании этих данных, а также учитывая местонахождение этих террас в рельефе и их отношение к более высоким террасам, наиболее логично считать их террасами сравнительно молодого возраста и отнести к вюрму.

Однако с таким представлением в возрасте этих террас трудно согласуются данные М. М. Жукова [25], который указывает, что на уровень Прикаспийской низины выходит верхняя надпойменная терраса, высота которой по р. Куме у сел. Правокумского определяется им в 45 м над уровнем реки. Время формирования Прикаспийской низины относится к хвалынской трансгрессии, последняя обычно синхронизируется с вюрмской ледниковой эпохой, однако, по мнению Г. Ф. Мирчинка, эта трансгрессия отвечает не только вюрму, но и рисс-вюрму [30].

Таким образом, согласно этим данным, 45-метровая терраса р. Кумы у сел. Правокумского может быть отнесена к вюрму. Такое высокое положение ее в районе сел. Правокумского может быть объяснено только допущением интенсивных поднятий в этом месте в послевюрмское время, что, по нашему мнению, вполне вероятно и находит свое подтверждение в повышении местности, идущем от г. Георгиевска к северо-востоку по направлению к сел. Солдатско-Александровскому.

Наблюдается ступенчатое строение вюрмских террас. Более низкий уступ этой террасы мы будем обозначать W_{II} , а более высокий — W_I .

Терраса W_{II} . Наиболее древней, следующей за послевюрмскими террасами, является терраса W_{II} . К ней мы относим 7—12-метровую террасу, развитую по р. Куме и отмеченную нами у станицы Бекешевской, у сел. Прикумск, у г. Минеральные Воды, а также по р. Суркулю у сел. Канглы. К этому же возрасту, по видимому, относятся 25—27-метровая терраса у сел. Правокумского. По Подкумку к W_{II} нужно отнести террасу, высота которой определяется 7—12 м над уровнем моря. Распространение ее отмечено во многих местах, но особенно хорошо она развита на левой стороне Подкумка на участке Эссентуки—Пятигорск. В строении этой террасы р. Подкумка принимают участие галечники, состоящие из разных изверженных и осадочных пород, среди которых встречаются в большом количестве красные и белые граниты, серые плотные известняки, галька крупного размера, преимущественно 5—7 см в поперечнике. Мощность галечников 3—4 м. В галечниках террасы по р. Куме изверженных пород не встречено.

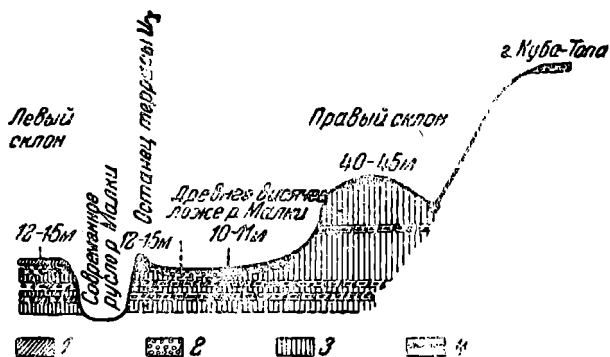
Терраса W_{II} покрыта маломощным слоем суглинка желтоватого цвета разных оттенков, иногда с хорошо выраженной мелкой слоистостью, не оставляющей сомнения в речном происхождении этих отложений. Суглинок нередко имеет лёссовидный характер и местами содержит погребенный горизонт почвы, который отмечен в обнажении на ле-

вом берегу р. Подкумка у ж.-д. ст. Белый Уголь и на правой стороне реки у станицы Горячеводской. В основании галечникового слоя этой террасы по р. Подкумку в ряде мест отмечено присутствие вулканического пепла.

В предгорной части по р. Подкумку постель галечников террасы W_{II} сложена коренными породами, сбнажающимися над уровнем реки на 1—2 м, в районе же сел. Первомайского, находящегося в верхней части течения этой реки, современное русло Подкумка не вскрывает коренных пород, и рыхлые образования здесь идут до самого уреза воды, что свидетельствует, как мы полагаем, о сравнительно молодых опусканиях этой области.

К W_{II} относится также и древнее висячее ложе р. Малки у станицы Марьинской и у сел. Куба (фиг. 4). Следует подчеркнуть особенность строения этой террасы: галечники ее залегают на лёссовидных суглинках и глинах, содержащих два горизонта ископаемых почв, что принципиально отличает ее от террас этого же возраста других рек. Повидимому, к W_{II} относится и 5—6-метровая терраса нижнего течения современной

р. Малки, которая хорошо развита по левой стороне реки на участке станица



Фиг. 4. Схематический разрез долины р. Малки 3 км выше сел. Куба.

1—покровный суглинок; 2—галечник; 3—лёссовидные глины; 4—погребенные почвы.

Солдатская — станица Прохладная, а также 5—6-метровая терраса р. Терека, развитая в районе станица Красноградская — г. Моздок.

Терраса W_I . Следующим, более древним образованием является терраса W_I . К W_I относится терраса р. Кумы, развитая у Кумско-Люовского аула, у станицы Суворовской, у сел. Канглы, а также 45-метровая терраса р. Кумы у сел. Правокумского.

Повидимому, к этому же возрасту относится 15—20-метровая терраса р. Подкумка, остатки которой сохранились у сел. Первомайского, в районе г. Кисловодска, галечники и конгломераты так называемой Щелочной горы у г. Эссентуки, которые рядом исследователей принимались за ледниковые образования. Она также хорошо развита в районе г. Пятигорска и ниже по Подкумку в районе сел. Константиновки, где высота ее определяется 17 м над уровнем моря. Здесь в ее строении принимают участие образования болотного типа.

К этому времени, повидимому, относится накопление материала 6—8-метровой террасы рек Этоки и Золки, а также галечники 12—15-метровой террасы, находящейся на левой стороне древнего ложа р. Малки выше сел. Куба (см. фиг. 4). Эта терраса имеет здесь широкое распространение и прослеживается на значительном расстоянии в сторону станицы Зольской. Пискольку галечники этой террасы перекрывают лёссовидные глины с двумя горизонтами погребенных почв, как это видно в уступе на левый стороне р. Малки у западного конца сел. Куба, они (галечники) приобретают исключительно важное значение для расшифровки четвертичной истории восточного Предкавказья.

К рассмотрению значения этого факта мы еще возвратимся ниже — при освещении истории четвертичного периода Предкавказья.

К W_1 , повидимому, должны быть отнесены 15-метровая терраса, развитая на левой стороне р. Малки, у станицы Прохладной, и 10—24-метровая терраса Терека, развитая в районе г. Моздока.

Строение террасы W_1 в общем аналогично строению террасы W_{II} , разница заключается только в мощности покрывающих суглинков, которая для более высоких террас вюрмской серии является более значительной. Для террасы W_1 р. Малки в районе станицы Марьинской следует отметить ту же особенность, что и для террасы W_{II} , а именно: галечники ее залегают на лёссовидных образованиях, содержащих погребенные горизонты почвы (см. фиг. 5).

в) Рисские террасы. Следующим, более древним морфологическим элементом являются плохо сохранившиеся террасы, которые, согласно принятой классификации, следует отнести к риссу. Анализируя данные своих наблюдений и данные других исследователей, мы полагаем, что к этому возрасту относится сравнительно хорошо выраженная ровная площадка, находящаяся на правой стороне р. Кумы у станицы Суворовской, где были встречены отдельные гальки. К этому времени следует отнести формирование поверхности водораздела между рр. Суркулем и Кумой в районе сел. Канглы, высота которого над уровнем Кумы определяется в 50—80 м. Следы этого уровня сохранились также на левой стороне р. Кумы у г. Минеральные Воды, где на востоке 35 м над современным руслом р. Кумы нами отмечено присутствие галечников. Здесь нет выравненной площадки, а поверхность, на которой встречаются галечники, представляет внутренний край склона, заметно повышающегося в сторону водораздела. К риссу следует отнести также террасу на правой стороне р. Кумы вблизи разъезда Дерби, где высота ее определяется в 40—45 м; в галечниках здесь встречены светлосерый гранит, красный гранит и осадочные породы бассейна р. Кумы.

Наконец, мы склонны относить к риссу формирование пониженной части водораздела, находящегося между рр. Кумой и Подкумком в районе г. Георгиевска, где нами в карьерах наблюдалось залегание галечников, состоящих из разных изверженных и осадочных пород. Галечники перекрывают чистые, перемытые пески серого цвета, повидимому, морского происхождения и, возможно, уже третичного возраста.

В бассейне р. Подкумка рисской террасе отвечают галечники, отмеченные нами в районе г. Кисловодска на высоте 50—60 м над уровнем р. Подкумка, площадка, на которой расположена верхняя часть г. Ессентуки, а также останцы, находящиеся к северо-западу от г. Пятигорска, высота которых определяется в 50 м над уровнем р. Подкумка. В составе галечников, покрывающих здесь коренные породы, встречаются преимущественно известняки и весьма ограниченное значение имеют изверженные породы. Эта терраса развита и на правой стороне р. Подкумка у станицы Горячеводской: высота ее здесь около 60 м над уровнем этой реки. На уступе этой террасы выше майкопских глин залегают плотные конгломераты, состоящие из крупной хорошо окатанной гальки, в составе которой отмечены красные и белые граниты, кварцевый порфир и другие породы. Цемент конгломератов известковистый, в суглинках, покрывающих эту террасу, имеются коричневые прослои, представляющие собой горизонты погребенных почв. Особенно хорошо сохранилась рисская терраса к северу от горы Машук. Здесь в ее строении также принимают участие конгломераты, среди которых встречаются прослои серого известковистого туфа мощностью 1—2 м. На этой террасе вблизи горы Машук известковистые туфы залегают сплошным панцирем, который образовался из отложений минеральных источников.

Приведенные данные о строении и распространении рисских террас дают возможность сделать следующие выводы.

1. К востоку от линии г. Георгиевск — станция Марьинская в современных долинах рек не установлено присутствия террас, которые можно было бы отнести к риссу. Их отсутствие здесь возможно по двум причинам: или вследствие эрозии, разрушившей эти террасы, что является весьма мало вероятным, или же вследствие того, что эта область в соответствующую эпоху испытывала погружение, благодаря чему рисские террасы не получили своего выражения в рельефе. Последнее предположение нам кажется наиболее вероятным, и оно находит свое подтверждение, как мы увидим ниже, в ряде других данных.

2. Второй вывод, который мы считаем возможным сделать из приведенного выше описания строения рисских террас, касается соотношения их с травертинами. Совершенно ясно, что во время формирования рисских террас шло интенсивное отложение травертинов, участвующих в строении этих террас и занимающих среди последних значительные площади. Кроме того, надо отметить, что в то время существовали обильные минеральные источники, воды которых широко растекались и пропитывали галечниковый материал. Известковые выделения этих источников явились цементирующим веществом, превратившим галечниковые образования в плотные конгломераты.

О том, что именно в эту эпоху было значительное выделение минерализованных вод, свидетельствует тот факт, что конгломераты рисской террасы, имеющие травертиновый цемент, у станции Горячеводской находятся на правой стороне долины Подкумка и отделяются последней от горы Машук с ее источниками, минеральные выделения которых послужили когда-то цементирующим веществом для указанных конгломератов. Естественно, что эта цементация могла произойти лишь в то время, когда долина Подкумка не была углублена ниже уровня залегания конгломератов. С углублением долины, последняя явилась дренирующим фактором, ограничивающим распространение вод источников горы Машук на восток, и, таким образом, в последующее время никак не могла произойти цементация конгломератов, располагающихся на высоте 50—60 м над современным уровнем реки.

г) Миндельские террасы. На водораздельных пространствах предгорной части района имеют широкое распространение так называемые покровные галечники, в составе которых доминирующую роль играют известковистые породы. Гальки кварца, красного и белого гранитов, кварцевого порфира и других изверженных пород встречаются сравнительно редко, что и отличает эти покровные образования от галечников более молодых террас, среди которых значительную роль играют изверженные породы.

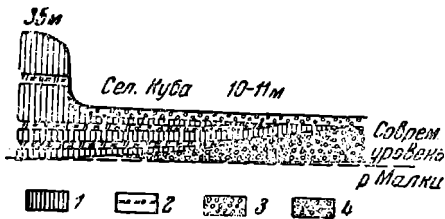
К миндельскому возрасту относится так называемая армянская терраса, развитая на правой стороне р. Юцы у г. Пятигорска. Она представляет собой сравнительно ровную поверхность, лежащую здесь примерно на высоте 120 м над уровнем реки и постепенно снижающуюся в сторону г. Георгиевска. В районе последнего покровные галечники погружаются и скрываются под толщей лёссовидных образований. Последний выход галечников отмечен нами на левом берегу р. Кумы у г. Георгиевска на уровне уреза воды в реке.

По берегам р. Подкумка в районе станции Незлобной у самого русла реки встречаются больших размеров глыбы плотного конгломерата, по составу ничем не отличающегося от галечников описываемой террасы. Эти глыбы представляют собой оползни, так как в нормальном залегании покровные образования, о которых идет речь, находятся на правом склоне Подкумка у станции Незлобной значительно выше.

Повидимому, армянской террасе будут соответствовать и галечники, залегающие на высоте 110 м над урознем р. Подкумка в районе ж.-д. ст. Белый Уголь, а также галечники выссокого бугра в районе г. Кисловодска, водораздельных пространств между рр. Подкумком и Кумой, отмеченные в ряде мест и в частности на горе Белая Круча.

На водоразделе между рр. Вонючкой и Этокой покровные образования вскрыты дорожной выемкой, в котсрой видно, что они залегают на серых сланцеватых третичных глинах и имеют мощность около 7—8 м. Сложены они здесь суглинком желтого цвета, содержащим линзы и прослой галечника, а местами встречаются также прослой и линзы конгломерата, состоящего в основном из мелкой, хорошо окатанной гальки известняка, типичной для покровных образований. Далее к юго-востоку за р. Малкой этот горизонт галечников и конгломератов увязывается с флювиогляциальным концом долины Баксана, идущим от миндельской морены у сел. Ваюлау, на основании чего возраст его определяется как миндельский.

В районе станции Марьинской к миндельскому возрасту следует отнести галечники, выходящие из-под лёссовидных образований всячего древнего ложа р. Малки у западного конца сел. Куба. Поверхность этих галечников заметно поднимается вверх по р. Малке к сел. Малка, у которого она находится на высоте примерно 45 м над уровнем реки, и выше по реке у сел. Сармоково, повидимому, эти галечники совсем выклиниваются.



Фиг. 5. Схематический разрез висячего ложа долины р. Малки на участке сел. Куба — сел. Малка.

1 — лёссовидные глины; 2 — погребенные почвы; 3 — галечник; 4 — цементированный галечник

Древний возраст описываемых здесь галечников подтверждается тем, что они у сел. Куба перекрываются значительной толщиной лёссовидных образований, в которых заключено три хорошо выраженных горизонта ископаемых почв (фиг. 5).

В бассейне р. Терека этому возрасту будут соответствовать, как мы полагаем, галечники и пески так называемого «нижнетеречного» горизонта; этот горизонт, как это видно в обнажении вблизи станции Чернойрской, перекрывается мощной толщей лёссовидных образований, содержащих также три горизонта ископаемых почв, чем и подтверждается древний возраст «нижнетеречного» горизонта.

Не лишним будет подчеркнуть здесь, что и эта терраса в степной части к востоку от линии г. Георгиевск — станция Марьинская не встречается.

д) **Гюнцские террасы.** Следы еще более древнего эрозионного уровня мы склонны видеть в галечниках, слагающих самую верхнюю часть Посетительского кургана, находящегося на правой стороне р. Подкумка у г. Пятигорска. Этот курган возвышается примерно на 60 м над общей поверхностью водораздела и на 170—180 м над уровнем р. Подкумка. Галечники этого кургана своим составом заметно отличаются от галечников армянской террасы. Они почти нацело состоят из хорошо окатанной гальки известняка мелового возраста; мощность их определяется в 20—25 м.

К этому древнему эрозионному уровню, повидимому, относится и выравненная площадка, находящаяся вблизи Золотого кургана, где также встречаются отдельные гальки известняка.

2. ДЕЛЮВИЙ

Делювиальные образования в области наших исследований широко распространены, мощность их нередко достигает 10 м и более.

Состав делювия обнаруживает большое разнообразие, которое определяется в общих чертах характером тех пород, за счет которых происходит его образование.

В области наших исследований можно наметить два района, которые по характеру делювиального материала достаточно резко отличаются между собой: один район включает в себя горную и предгорную части области наших исследований, другой находится в равнинной части.

В первом из выделенных нами районов состав делювия характеризуется большим разнообразием, со значительным содержанием щебня. Петрографический состав вполне отвечает геологическому строению этого района, где мы наблюдаем сравнительно частую смену выходящих на дневную поверхность горизонтов меловой и третичной систем, представленных разнообразным комплексом пород.

Это разнообразие в Минераловодском районе еще больше усиливается присутствием здесь обломочного материала трахилипаритов, образующегося за счет лакколлитов, часть которых, подвергаясь процессам разрушения, служит источником этого обломочного материала. Кроме того, лакколлиты выводят здесь на дневную поверхность и более древние горизонты третичного и мелового возраста, которые обычно в предгорных районах, вне области распространения лакколлитов, скрыты под более молодыми отложениями и не являются источником делювиального материала.

Все разнообразие делювиального материала области наших исследований можно свести к четырем основным типам.

Первый тип в основном представлен грубообломочным, преимущественно щебенчатым материалом, образовавшимся за счет разрушения пород мелового возраста; в его составе значительную роль играют известняки и известковые мергели тулона и сенона. Суглинки имеют здесь подчиненное значение, образуют мелкое переслаивание в общей грубообломочной массе. Нередко значение суглинков сильно возрастает, и тогда для отдельных участков основная масса этого типа делювия представлена суглинком, а обломочный материал играет подчиненную роль, хотя и присутствует в большом количестве.

Делювий этого типа широко распространен в районе залегания пород мелового возраста. Так, мощные плащи его встречаются по левому склону долины Подкумка на участке гора Рим — станица Кисловодская и ниже последней по обоим склонам долины, вплоть до выхода реки в область равнины. Мощность делювия в указанных местах достигает 10 м и больше. В долине р. Кумы делювий этого типа распространен в районе Кумско-Лоовского аула и ниже по реке, вплоть до станицы Бекешевской, достигая здесь в некоторых местах 30 м и больше.

Мощные шлейфы этого делювия, как правило, широко развиты по нижним частям склонов рек и балок и принимают участие в строении низких террас. Прослой делювиального материала обнаруживают утонение, а иногда и выклинивание в сторону русел рек. В сторону же склонов мощность их увеличивается, они сливаются и переходят в сплошные делювиальные плащи. Наряду с этим в предгорной части сплошь и рядом можно наблюдать, что делювиальные образования спускаются на низкие террасы послевюрмского и вюрмского возраста. На основании указанных здесь соотношений делювия с речными террасами мы приходим к выводу, что значительная масса делювиального материала образовалась в вюрмское и послевюрмское время.

Второй тип делювиальных образований, в отличие от первого, является более однородным и представляет собой суглинок серого, серовато-желтого или же светложелтого цвета, нередко с охристыми пятнами, с примесью материала, состоящего из обломков сланцевых глин. Этот тип делювия широко распространен в предгорной части, где склоны рек и балок сложены третичными породами глинистой серии, за счет которых и происходит образование этого типа делювия. Надо подчеркнуть наблюдающееся разнообразие тонов в окраске этого делювия. Так, в районе Пятигорска на склоне останца рисской террасы, сложенного третичными сланцеватыми глинами, делювий имеет нежный светложелтый цвет. По первому впечатлению его можно принять за лёссовидный суглинок, при более же детальном рассмотрении было установлено, что светложелтый цвет эти образования имеют только с поверхности, при углублении они приобретают светлосерую окраску и приближаются по цвету к материнской породе, т. е. становятся зеленовато-серыми. Мощность делювия определяется в 3—5 м.

Значительные скопления этого делювия встречаются по нижним частям склонов. Делювиальный материал этого типа также принимает участие в строении вюрмских и послевюрмских террас, вследствие чего нередко эти террасы имеют более значительную, чем обычно, высоту.

Так, например, вюрмская терраса вблизи сел. Константиновки имеет высоту 17 м, в то время как несколько выше по реке высота этой террасы значительно меньше. Основная масса делювиального материала также образовалась, как мы полагаем, в вюрмское и послевюрмское время.

Третий тип — это делювиальные плащи лакколитов, образовавшиеся в результате разрушения последних. Этот тип делювия достаточно полно охарактеризован в работе А. П. Герасимова [17].

Он представляет собой рыхлую серо-бурую или грязно-бурую глинисто-песчаную массу, переполненную угловатыми или только слегка округленными обломками, среди которых главная роль принадлежит трахилипаритам и в меньшей мере различным осадочным породам. Размер обломков самый различный — от мелкой дресвы до глыб больших размеров. Мощность этого делювия достигает 10 м и более. Наиболее значительное скопление этого типа делювия встречается у подножья южного и восточного склонов горы Бештау и у западного склона горы Машук.

Относительно возраста этого типа делювия мы полагаем, что накопление его началось в конце плиоцена, с момента возникновения пятигорских лакколитов, и продолжалось в течение всего четвертичного периода. О таком возрасте его говорят следующие данные.

В составе делювиальных шлейфов, окутывающих подножия отдельных лакколитов, широко распространен материал известковистого туфа, образовавшийся за счет разрушения травертинов. Описание последних мы даем ниже, здесь же отметим, что они местами покрывают сплошным панцырем склоны гор Машука, Юцы, Бештау и некоторых других. Как сплошные панцыри травертинов, так и делювий, образовавшийся за счет разрушения этих панцырей, принимают участие в строении высоких миндельских, а также и более низких террас, образуя переслаивание с галечником. На основании этих данных мы и приходим к выводу, что материал делювиальных шлейфов лакколитов накапливался в течение всего четвертичного периода, начиная с конца плиоцена.

Наконец, четвертичный тип — делювий равнинной области — характеризуется однообразием состава и представляет собой суглинки с заметно выраженными лёссовидными свойствами.

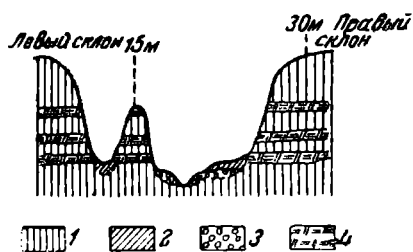
Заканчивая описание делювия, надо заметить, что в подножье отдельных лакколитов встречаются делювиальные образования, сложен-

ные в основной массе суглинком, имеющим лёссовидный характер, как это нам приходилось наблюдать на одном из холмов у северо-западного подножья горы Машук. Кроме того, делювиальный покров лёссовидного характера нами отмечался и на склонах долины Кумы, в верхней части ее течения.

Если попытаться на основании наших наблюдений указать общие черты делювия предгорной части, то, пожалуй, следует отметить одну характерную черту этих образований, а именно: среди них, в разных морфологических условиях и независимо от характера исходного материала, имеют распространение суглинки с признаками лёссовидного характера. Правда, эти признаки не всегда хорошо выражены, но отмечать их приходилось почти везде. Это свидетельствует о том, что процессы, происходящие в делювиальном материале, идут в направлении его «облёсования», т. е. приобретения лёссовидных признаков. В свете этих соображений наблюдающееся разнообразие делювиальных суглинков представляет собой переходные стадии одного общего процесса, направление которого в общем определяется, по видимому, климатическими условиями.

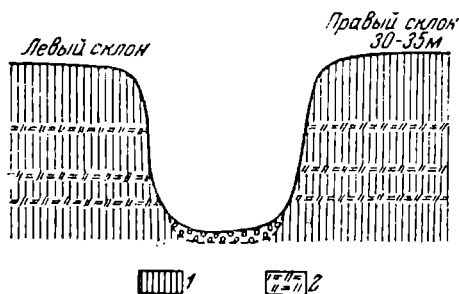
3. ЛЁССОВИДНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Лёссовидные образования составляют верхнюю часть четвертичного покрова восточного Предкавказья. Мощность их в равнинной части



Фиг. 6. Схематический разрез долины р. Куры у хут. Авангард.

1—лёссовидные глины; 2—аллювиальный суглинок; 3—галечник; 4—погребенные почвы.



Фиг. 7. Схематический разрез долины р. Малки 0,5 км ниже станции Марьянской.

1—лёссовидные глины; 2—погребенные почвы.

весьма значительна (см. фиг. 1 и 2). Подробное описание лёссовидных образований дано нами в отдельной статье [7], здесь мы ограничимся приведением общих выводов.

Лёссовидные образования представляют собой сложный комплекс, накопление которого происходило с некоторыми перерывами и ослаблением в течение почти всего четвертичного периода, начиная с минделя. Распространенность, залегание и мощность их отображают пролювиально-делювиальное происхождение.

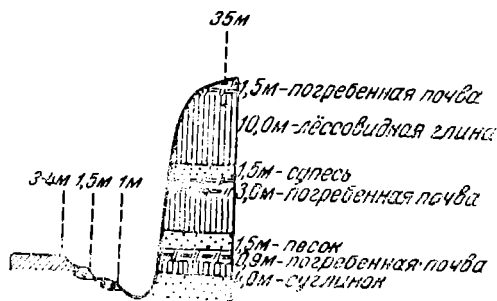
Лёссовидные породы заключают в себе 2—3, а иногда и 4 хорошо выраженных горизонта погребенных почв, которые имеют широкое распространение и могут служить стратиграфическими признаками в деле расчленения толщи этих образований (фиг. 6, 7 и 8).

Лёссовидные образования местами обнаруживают слоистое строение, что, наряду с указанными выше данными, а также с наблюдающейся сортировкой материала по механическому составу и удельному весу,

слабой обработанностью его и разнообразием минералогического состава, свойственного породам Кавказского хребта, также свидетельствует о пролювиально-делювиальном происхождении их.

По механическому составу лёссовидные образования восточного Предкавказья представляют собой тонкозернистый материал, в котором среднее содержание частиц диаметром меньше 0,01 мм для шести разрезов, исследованных нами, колеблется от 65,26 до 78,91%. Таким образом, лёссовидные образования представляют собой в механическом отношении глины. Наши исследования обнаруживают, что разрезы, расположенные вблизи гор, обладают повышенным содержанием частиц более крупного размера, в то время как разрезы центральной части области наших исследований характеризуются пониженным содержанием этих частиц.

Лёссовидные образования района сел. Воронцово-Александровского, несмотря на значительное удаление от гор, обогащены по сравнению с породами других разрезов частицами размеров больше 0,01 мм, что объясняется привнесом этих частиц ветром из области прикаспийских бурнов и Ставропольской возвышенности.



Фиг. 8. Схематический разрез долины р. Терека у станции Черноярской.

Пористость лёссовидных образований значительна и колеблется для отдельных разрезов в пределах 37,0—42,9%.

Горизонты погребенных почв обнаруживают повышенное содержание частиц размером меньше 0,01 мм, что, вероятно, обусловлено процессами выветривания и дальнейшим распадом частиц уже после отложения.

Наблюдается пониженное содержание солей в горизонтах погребенных почв, связанных, как мы полагаем, с процессами выщелачивания.

Лёссовидные образования на склонах обнаруживают более разнородный состав, чем на водораздельных участках, что, очевидно, обусловлено делювиальными процессами.

4. ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПЕПЛЫ

Вулканические пеплы в долине р. Подкумка обнаружены при наших исследованиях на правом склоне этой долины вблизи разъезда Подкумок, а также у разъезда Скачки, ст. Константиновки и ст. Лысогорской. В трех последних пунктах они принимают участие в строении вюрмских террас, что дает основание для синхронизации новейших проявлений вулканической деятельности Кавказа с временем образования этих террас. Вулканические пеплы представляют большой интерес и как особый генетический тип четвертичных образований восточного Предкавказья.

Описание местонахождений и петрографическая характеристика вулканических пеплов нами даны в отдельной статье [5].¹ Здесь мы приво-

¹ В указанной статье, по недосмотру редактора, во время издания выпал абзац, в котором давалось описание вулканического пепла, обнаруженного на правом берегу Подкумка 1 км ниже сел. Константиновки, где в обрыве 8-метровой террасы в гумусовых суглинках болотного типа обнаружен зуб *Oryzias*. К этому месту текста и относится первая фраза ссылки на стр. 122 указанной статьи.

дим новые данные о химическом составе этих пеплов.

Анализ образца вулканического пепла, взятого на правом склоне р. Подкумка вблизи железнодорожного разъезда этого же наименования, дал следующие результаты (в %):¹

SiO ₂	60,45	CaO	6,17
Al ₂ O ₃	18,49	Na ₂ O	3,76
TiO ₂	0,55	K ₂ O	2,45
Fe ₂ O ₃	1,94	P ₂ O ₅	0,30
FeO	1,86	П.п.п.	1,95
MnO	0,07	H ₂ O (при	
MgO	2,36	105—110°С)	0,18

Для сравнения приведенных данных с данными химического состава продуктов молодой вулканической деятельности других мест мы даем табл. 1. Для сравнения анализов подкумских и тимижбекских пеплов, а также пеплов из долин Баксана и Чегема дается табл. 2, в которой результаты этих анализов пересчитаны нами по методу Ниггли.

Таблица 1

Окислы	Вулканические пеплы из долины р. Подкумка вблизи разъезда (Подкумок)	Вулканические пеплы из долины рек Чегема и Баксана	Вулканические пеплы из долины низовьев р. Кубани, вблизи станции Тимижбекской (О. А. Аншелес)	Вулканические пеплы из окрестностей г. Павловска (основной пласт, А. А. Дубянский)
SiO ₂	60,45	69,69	66,66	67,79
Al ₂ O ₃	18,49	13,53	14,22	12,57
TiO ₂	0,55	0,23	0,60	1,00
Fe ₂ O ₃	1,94	3,10	2,14	6,65
FeO	1,86	1,89	0,78	—
MnO	0,07	—	0,04	—
MgO	2,36	1,75	1,14	0,52
CaO	6,17	3,35	2,20	2,69
Na ₂ O	3,76	2,19	3,26	0,20
K ₂ O	2,45	1,55	3,28	3,97
P ₂ O ₅	0,30	—	—	—
П.п.п.	1,95	—	4,12	4,33
H ₂ O (при 105—110°С)	0,18	2,71	1,44 (гигр.)	4,01
	100,53		99,88	

Таблица 2

	Вулканические пеплы из долины р. Подкумка	Вулканические пеплы из долины р. Кубани (вблизи станции Тимижбекской)	Вулканические пеплы из долины Чегема и Баксана
Si	212,4	349,3	357,5
al	38,18	43,71	40,61
fm	20,46	16,35	25,64
c	23,21	12,26	88,16
alk	18,15	27,68	15,69
al : Si	0,18	0,12	0,11
k	0,38	0,40	0,32
m	0,69	0,54	0,53
c : fm	1,13	0,75	0,71

¹ Анализ рассчитан на воздушно-сухое вещество.

Из приведенных данных видно, что продукты молодой вулканической деятельности по своему составу относятся к кислой магме. В них содержание SiO_2 колеблется от 60,45 до 69,69%, причем подкумские пеплы обнаруживают пониженное содержание SiO_2 , повышенное содержание Al_2O_3 , MgO и особенно значительное увеличение CaO . Процентное содержание щелочей в подкумских пеплах больше, чем в пеплах долин Чегема и Баксана, и весьма близко к содержанию их в тимижбекских пеплах.

Интересно заметить, что вулканические пеплы, обнаруженные А. А. Дубянским [24] в окрестностях г. Павловска, имеют большое сходство по химическому составу с пеплами Северного Кавказа. Отложения пеплов, как мы полагаем, отвечают эпохам аккумуляции [5].

5. ТРАВЕРТИНЫ

Травертины, распространенные у подножий отдельных гор в области пятигорских лакколитов, уже давно привлекали внимание исследователей [1, 15, 16, 28, 29]. Во время наших маршрутов были осмотрены травертины гор Машук, Лысой, Железной и Юцы.

Наиболее значительное распространение травертины имеют на горе Машук, где они слагают громадные толщи на северном, восточном, южном и юго-западном склонах. Мощность их здесь местами достигает 80 м и больше. На восточном склоне этой горы они образуют отвесные карнизы, в которых наблюдаются многочисленные углубления в виде ниш и карманов.

Значительно слабее известковые туфы развиты на склонах горы Лысой, где они встречаются только на восточной стороне; в карьерах видимая мощность их определяется в 5—7 м, общая мощность более значительна.

Сравнительно большие поля занимают известковые туфы на склонах горы Железной, но мощность их здесь незначительна. Более мощные толщи травертинов встречаются на северном и западном склонах горы Юцы.

Известковые туфы представляют собой мелкослоистые, пористые, нередко ноздреватые, натечной формы образования, возникшие в результате выделений углекислого кальция из минеральных источников. Они имеют преимущественно светлосерый цвет, реже белый, нередко сахаровидны. Являясь отложениями источников, выходящих на склонах гор, слои туфов обнаруживают обыкновенно падение, отвечающее падению склона.

В толще травертинов северного и восточного склонов горы Машук местами (обычно в нижних частях карьеров) наблюдаются глинистые прослои, состоящие из мелко перетертой зеленовато-серой массы и мелких известковых включений; последние обнаруживают следы механической обработки. Мощность этих прослоев незначительна и определяется в 0,1—0,5 м. Эти глинистые прослои выклиниваются в сторону горы.

В некоторых местах в толще известковых туфов содержатся прослои известковистого песка, как это наблюдалось в Лермонтовском карьере, где были обнаружены остатки *Elephas meridionalis* [21]. Положение этого карьера отвечает по высоте армянской террасе.

В туфах карьера, находящегося на северном склоне горы Машук и располагающегося на высоте рисской террасы, были обнаружены¹ остатки рыб.

Микроскопические исследования показывают, что строение и состав

¹ Устное сообщение лиц, разрабатывавших карьер.

известковых туфов различны. Ниже мы приводим описание отдельных, наиболее типичных шлифов (см. фото стр. 123).

Шлиф № 1 (гора Машук, табл. I, рис. 1). Основная масса состоит из мелких, преимущественно вытянутых, неправильной формы зерен кальцита размером 0,3—0,5 мм, иногда до 1 мм. Среди общей известковистой массы встречаются округлые небольшие, диаметром 0,05 мм, включения бурого железняка. Общая структура равномерно-зернистая (остаток фауны не обнаружено).

Шлиф № 2 (гора Машук, табл. I, рис. 2). Основная масса состоит из мелкокристаллических известковистых зерен; встречаются угловатые зерна полевого шпата и кварца, последние иногда крупных размеров. Наблюдаются отдельные небольшие участки выполнения трещин, в которых зерна кальцита обычно более крупные.

Шлиф № 3 (гора Машук, табл. I, рис. 3). Основная масса состоит из мелких известковистых зерен, обнаруживается мелкослоистое строение (хорошо выраженное на фотографиях), присутствует в большом количестве глинистое вещество; отдельные участки сложены агрегатами из более крупных зерен кальцита; эти участки несут признаки пустот выполнения; в значительном количестве присутствуют зерна кварца и отдельные зерна полевых шпатов.

Шлиф № 4 (гора Юца, табл. I, рис. 4). То же, что и в шлифе № 1, только здесь более ясно заметны пустоты выполнения, в которых зерна кальцита более крупные.

Из приведенного описания видно, что травертины представляют собой образования, состоящие из достаточно чистого углекислого кальция, к которому в весьма незначительных количествах иногда примешаны зерна кварца и полевых шпатов. Травертины местами разбиты трещинами, которые нередко выполнены кальцитом и представляют жилы последнего. Мелкая структура выполнения пустот обнаруживается и при микроскопических исследованиях, как это отмечено выше.

Наши наблюдения над залегами травертинов и их соотношением с террасами позволяют высказать определенное суждение о времени их отложения.

Травертины горы Машук поднимаются по склонам на уровень самой высокой террасы, причем надо заметить, что известковый туфовый цемент мы встречаем в галечниках и конгломератах, залегающих на высоком правом склоне Подкумка у Пятигорской слободы (против Машука), которые нами относятся к минделю. Местами травертины в покровных галечниках образуют линзообразные включения, что свидетельствует о синхроничности их с миндельскими террасовыми образованиями.

Аналогичное соотношение наблюдается и в отложениях вюрмской террасы, хорошо развитой на участке, находящемся севернее горы Машук. Покрывающие эту террасу галечники цементированы известковым туфом и превращены в плотные конгломераты, причем на этой террасе как вблизи Машука, так и значительно к северу от него в верхних частях правого склона долины Джемухи видно, что травертины образуют в конгломератах значительные натечной формы линзы и прослои.

Эти данные свидетельствуют о том, что во время отложения галечников этой террасы происходило одновременное отложение и травертинов. Кроме того, широкое распространение на указанной террасе покровного, хорошо выдержанного туфового слоя, идущего от подножий Машука на значительное расстояние к северу, как нам кажется, также свидетельствует об отложении туфов в условиях какого-то водного бассейна.

В свете изложенного отмеченные выше находки остатков рыбы в туфах северного подножья Машука являются вполне вероятным фактом.

Отложения вюрмской террасы Подкумка также обнаруживают переслаивание с травертинами. Такое переслаивание хорошо видно на вюрмской террасе Подкумка у восточного подножья горы Машук. Здесь же можно наблюдать и весьма молодые образования туфов, которые покрывают вюрмскую террасу и спускаются к руслу реки.

Переслаивание туфов с террасовыми образованиями наблюдается и на горе Юце. Здесь хорошо видно, что галечники высокой миндельской террасы залегают в травертинах.

Указанное соотношение известковых туфов с террасовыми образованиями и находка в туфах Лермонтовского карьера *Elephas meridionalis* дают основание полагать, что образование туфов началось непосредственно после возникновения пятигорских лакколлитов.

Об одновременном образовании туфов с террасами свидетельствует переслаивание первых с образованиями последних, а также содержание в травертинах прослоев песка и глины с галькой.

Местоположение минеральных источников на склонах лакколлитов с течением времени менялось. При этом ясно обнаруживается тенденция к понижению уровня грунтовых вод, что, повидимому, связано с углублением долины р. Подкумка, которая дренировала эти воды и своим углублением обуславливала общее понижение уровня грунтовых вод, за счет которых происходило питание источников прилежащих лакколлитов.

О более высоком положении уровня грунтовых вод в прежнее время свидетельствуют туфовые образования, располагающиеся выше выходов современных источников.

IV. ПОСТЕЛЬ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Четвертичные образования в районе наших исследований достигают колоссальной мощности, покрывая сплошным плащом всю область восточного Предкавказья, и только в предгорных частях и по восточному склону Ставропольской возвышенности имеются выходы коренных пород на дневную поверхность.

На основании этих выходов и данных глубоких скважин, вскрывающих коренные отложения в области самой депрессии, можно составить общее представление о характере постели четвертичных образований. Эта постель в районе наших исследований сложена породами апшеронского, акчагыльского и более древних ярусов третичной системы.

Западная граница распространения апшеронских отложений намечается по линии станицы Вознесенской (на Терском хребте), далее на северо-запад она проходит где-то восточнее сел. Воронцово-Александровского, направляясь отсюда к западным выходам апшерона на р. Мокрая Буйвола (восточный склон Ставропольской возвышенности).

К востоку и северо-востоку от указанной линии четвертичные образования подстилаются отложениями апшеронского яруса, к западу от нее они переходят на более древние образования (акчагыл).

Западная граница распространения акчагыла проходит извилистой линией от выходов на Карамыке через Александрийский и Лысогорский холмы и дальше на юг по направлению к горе Куба-Топа. К востоку от этой линии и до западной границы распространения апшерона четвертичные образования подстилаются акчагылом. К западу от намеченной линии распространения акчагыла выходят более древние отложения третичной системы, а именно: отложения чокрака, майкопской свиты, фораминиферовой и надмеловой толщ, которые по направлению к горам последовательно сменяют друг друга и являются постелью четвертичных образований в местах своего распространения.

Апшеронские и акчагыльские отложения на склонах Терского хребта имеют падение к северу и местами достаточно значительное (18—20°). В Минераловодском районе падение акчагальских отложений определяется в 1—2° на северо-восток.

По направлению к югу и востоку уровень акчагыльских отложений сравнительно быстро падает, как это можно заключить на основании

сопоставления выходов акчагыла на восточном склоне Ставропольской возвышенности и положения этого яруса в глубоких скважинах на Горькой балке, где отложения его отмечены на глубине 370 м от поверхности.

Эти данные не оставляют сомнения в том, что обширная область междуречья Кумы и Терека представляет собой синклиналь (см. фиг. 2), сложенную третичными отложениями, среди которых образования акчагыльского и апшеронского ярусов в районе наших исследований имеют сравнительно широкое распространение и являются постелью четвертичных образований.

Вероятно, еще в начале четвертичного периода, при накоплении мощных континентальных образований происходило опускание этой области, сменившееся потом поднятиями. Такой взгляд вытекает из самого факта значительной мощности четвертичных образований и сравнительно высокого положения вюрмских террас р. Кумы у сел. Правокумского.

О наличии молодых послевюрмских поднятий в этой области свидетельствует и тот факт, что основание абразионного уступа хвалынской трансгрессии, находившееся некогда на одном и том же гипсометрическом уровне, в настоящее время у места выхода на Каспийскую низину у р. Восточного Маныча имеет абсолютную отметку 50 м, а к югу постепенно повышается и у р. Терек достигая 140 м абсолютной высоты. Из этого факта также следует, что поднятия в южной части этого уступа (район Терека) были более значительными.

V. ИСТОРИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Прежде чем перейти к освещению истории четвертичного периода области наших исследований, мы считаем необходимым сделать замечания общего характера.

Многие геологи при воссоздании истории Земли направляют свои усилия на то, чтобы все разнообразие геологических процессов свести к простой схеме цикличности; естественно, что при этом недостаточно фиксируется внимание на фактах проявления новых закономерностей в ходе исторического развития Земли.

Критические замечания по концепции цикличности были нами сделаны в специальной статье, посвященной этому вопросу [6], здесь мы стараемся быть очень краткими.

При освещении вопросов четвертичной геологии восточного Предкавказья мы будем исходить из принципа поступательного развития историко-геологического процесса и рассматривать отдельные ледниковые и межледниковые эпохи и отвечающие им образования как составные части единой цепи общего процесса развития.

В настоящее время нет общепринятой границы между третичным и четвертичным периодами.

Многие исследователи Кавказа проводят эту границу непосредственно перед миндельским оледенением, другие видят больше основания для проведения ее несколько ниже, а некоторые, наоборот, повышают ее. При установлении этой границы одни исследователи придают большое значение палеонтологическим данным, другие — геоморфологическим и стратиграфическим, а некоторые при этом основывают свои соображения на данных, относящихся к изменению климата.

Такой подход, естественно, должен привести и к различным выводам. К настоящему времени накопился богатейший материал, позволяющий подходить к решению вопроса о нижней границе четвертичного

периода с учетом обширного комплекса явлений, происходивших в недалеком прошлом истории Земли.

Граница между отдельными периодами должна определяться, как нам кажется, моментами наиболее значительных изменений. Так как развитие идет поступательно и скачкообразно, то наиболее характерные моменты скачкообразности со свойственными им общими чертами и могут быть приняты за критерий для определения границ между отдельными периодами. Исходя из особенностей четвертичных образований, мы склонны нижнюю границу четвертичного периода проводить несколько ниже, чем обычно она проводится, а именно: непосредственно ниже гюнцского оледенения и отвечающих ему образований.

Проведенная таким образом граница включает в четвертичный период отрезок времени, который характеризуется: 1) появлением человека; 2) проявлением интенсивных оледенений и связанных с ними своим происхождением моренных образований; 3) ярко выраженными морфологическими признаками в виде террас, со свойственным им комплексом песчано-галечниковых образований; 4) образованием лёссовидных и других рыхлых пород с заключенными между ними горизонтами погребенных почв.

По общему признанию исследователей, на Кавказе во время ледникового периода было четыре самостоятельных оледенения (гюнцское, миндельское, рисское и вюрмское) и три межледниковые эпохи (гюнц-миндельская, миндель-рисская и ресс-вюрмская). Этому не противоречат и наши наблюдения. В свете указанного деления общий ход событий рисуется в следующем виде:

1. В гюнцское оледенение область наших исследований оставалась свободной от льда. Талые воды ледников, которые захватывали Осетинскую равнину, блуждали по недавно сформированной наклонной поверхности, сортируя и отлагая по пути своего следования материал, выносимый ими из-под льда.

В это время уже закладываются и формируются некоторые элементы современного рельефа, к которым могут быть отнесены высокая площадка Золотого кургана, формирование урвня, отвечающего высоте Посетительского кургана и др. В это же время в степной части, располагающейся между Терекком и Кумой, к востоку от г. Георгиевска происходило, в связи с опусканием этой области, накопление суглинистого и глинистого материала, залегающего в основании четвертичных отложений.

2. Межледниковая эпоха, последовавшая за гюнцским оледенением, ознаменовалась в предгорной части проявлением глубинной эрозии. В это время были созданы значительные широкие понижения в рельефе. К этому времени, повидимому, относится образование широкой ложбины в районе современного нижнего течения р. Малки и широтного направления р. Терека, т. е. ложбины, которая позже выполняется песчано-галечниковыми образованиями так называемого нижнетеречного горизонта.

В Минераловодческом районе глубина эрозии этого времени может быть приблизительно оценена в 50—60 м. В южной части района наших исследований боковая эрозионная деятельность была весьма значительной. Это могло быть связано с тем, что льды предшествовавшего оледенения спускались здесь далеко на север, захватывая Осетинскую равнину и часть Кабардинской горной цепи. О значительной боковой эрозии того времени свидетельствуют ложбинообразные понижения, выполненные древним аллювием. Эти понижения вырисовываются в бассейне р. Терека (выполнения нижнетеречного горизонта) и в предгорной полосе в районе станица Зольская — г. Георгиевск, где они выполнены аллювием древней Малки. В районе современной Горькой балки продол-

жалось опускание и происходило накопление материала, о чем свидетельствует как значительная мощность четвертичных образований этого района, так и то, что древние русла Малки устремлялись именно по направлению к этой области.

3. В миндельскую ледниковую эпоху в предгорной части, вне границы распространения льдов, происходило отложение так называемых покровных галечников, которые к востоку от г. Георгиевска спускаются ниже уровня р. Подкумка и уходят под лёссовидные образования.

В южной части области наших исследований к этому времени относится накопление материала конгломератовой толщи, обнажающейся по р. Малке у западного конца сел. Куба, а также накопление в бассейне р. Терека песчано-галечникового материала нижнетеречного горизонта. Последний, равно как и указанные конгломераты, перекрывается толщей суглинков с тремя горизонтами погребенных почв. Возможно, что конгломераты, о которых здесь идет речь, по направлению к востоку сливаются местами с нижнетеречным горизонтом. Данные о мощности и распространении их, за исключением выходов у сел. Куба и выше по р. Малке, не имеется. О распространении нижнетеречного горизонта можно судить по данным буровых скважин. В соответствии с этими данными северная граница нижнетеречного горизонта намечается по линии, проходящей на 4 км севернее хутора Гакинаево, далее к северо-востоку вблизи хутора Пиева и еще северо-северо-восточнее вблизи хутора Юго-Восточного. Южная граница нижнетеречного горизонта проходит вдоль северного склона Терского хребта.

«Условия залегания, форма и особенность литологического строения с несомненностью говорят, — пишет М. М. Жуков [25, стр. 37], — что нижнетеречный горизонт представляет собой древнеаллювиальные отложения потока, текшего на месте современного Терека. В районе Моздока контуры этих отложений начинают быстро расширяться к востоку, что, в свою очередь, указывает на близость устьевой части древней реки».

К северу от области распространения нижнетеречного горизонта в миндельскую эпоху происходило накопление глинистого материала, и эта область подвергалась медленным опусканиям.

4. Вторая межледниковая эпоха (миндель-рисская) ознаменовалась в предгорной части новым оживлением эрозии и созданием уступов миндельской террасы. Глубина эрозии предгорной части достигала 30—50 м, в области гор в это время происходило значительное поднятие. В области равнины, находящейся к востоку от р. Кумы, повидимому, продолжалось накопление глинистого материала.

Теплый климат этой эпохи благоприятствовал развитию почвенного покрова. К этому времени мы относим образование нижнего горизонта погребенных почв, отмеченных нами в разрезах по рр. Малке, Куре, Терку у станции Черноярской и в других местах.

5. Эпоха следующего (рисского) оледенения, ледника которого в центральной части Кавказа выступали далеко на равнину (в области Терека доходя почти до Беслана) ознаменовалась в предгорной части новым накоплением галечников на более низких эрозионных уровнях того времени. В области равнины продолжалось опускание и шло накопление пролювиально-делювиального материала. Опусканию в это время была подвергнута вся область наших исследований, которая располагается к востоку от линии г. Георгиевск — станция Марьинская, где террасы этого времени отсутствуют.

6. Рисс-вюрмская межледниковая эпоха ознаменовалась относительным потеплением климата и оживлением эрозии. Последняя в предгорной части была достаточно значительной и почти целиком уничтожила отложения рисской террасы, от которой сохранились незначительные

обрывки и останцы, и лишь только на водораздельном пространстве между Подкумком и Джемухой эта терраса сохранилась сравнительно хорошо. Глубина эрозии этого времени определяется примерно в 40—50 м.

Теплый климат рисс-вюрмской межледниковой эпохи благоприятствовал развитию почвенного покрова, следы которого мы склонны видеть во втором горизонте погребенных почв, отмеченных нами на левом берегу Подкумка, у г. Георгиевска, в разрезе у станицы Марьинской на р. Малке, у хутора Авангард в долине р. Куры и в некоторых других местах. В это время в основном было закончено формирование современных долин.

В степной части района наших исследований в это время начинается поднятие, в связи с чем здесь происходит врезание долин рек и формирование уступа к вюрмской террасе. Таким образом, господствовавшее ранее в области равнины опускание сменяется в рисс-вюрмскую эпоху поднятием.

7. В вюрмскую ледниковую эпоху, во время которой ледники не выходили за краевые части гор, в области предгорья шло накопление аллювиальных образований на сравнительно узких пониженных площадках.

В предгорной части района наших исследований эти террасы внизу сложены галечниками, а сверху лёссовидными суглинками, мощность которых в сторону степи возрастает; в равнинной части Предкавказья эти террасы почти нацело сложены суглинистым материалом.

В бассейне р. Малки, к западу от сел. Куба, распространены галечники, залегающие здесь на лёссовидных образованиях, включающих в себе два горизонта погребенных почв. Эти галечники перекрываются здесь лёссовидными суглинками незначительной мощности. Основываясь на стратиграфическом положении этих галечников, мы их принимаем за образования W_1 .

На водораздельных пространствах предгорной области указанным галечникам отвечают лёссовидные образования, залегающие над вторым (от поверхности) горизонтом погребенных почв.

Анализируя приведенные данные, мы считаем возможным интерпретировать их следующим образом.

В первую половину вюрма (W_1) в предгорной части в руслах рек происходило накопление галечника, сменяющегося по мере удаления от гор суглинистыми и глинистыми отложениями. Во вторую половину вюрма (W_{II}) было, повидимому, значительное поднятие уровня Каспия, береговая линия которого в то время проходила значительно западнее современной, в связи с чем в степной части области наших исследований происходил значительный разлив речных вод, разносивших тонкий материал, отложение которого происходило как на галечниках вюрмских террас, так и на водораздельных пространствах.

Для этой эпохи отмечаются две фазы наступания льдов, разделенные непродолжительной фазой отступления; соответственно этому произошло образование двух серий невысоких террас, поверхности которых отделены друг от друга незначительными уступами.

Фаза отступления, отвечающая потеплению климата, сопровождалась образованием почвенного покрова, следы которого отмечены нами в ряде мест.

Таким образом, мы полагаем, что и в вюрмскую эпоху на водораздельных пространствах равнинной части восточного Предкавказья по временам шло накопление пролювиально-делювиального материала.

8. В послевюрмское время произошло образование невысоких террас по долинам рек предгорной части, что, вероятно, находится в связи со

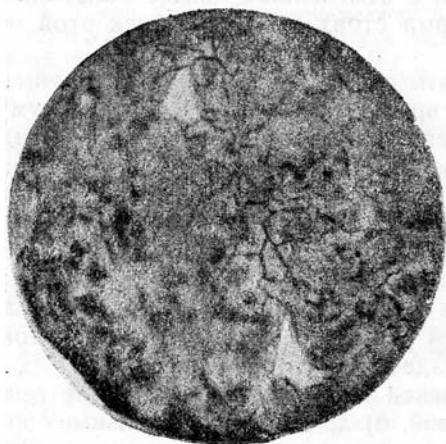


Рис. 1.

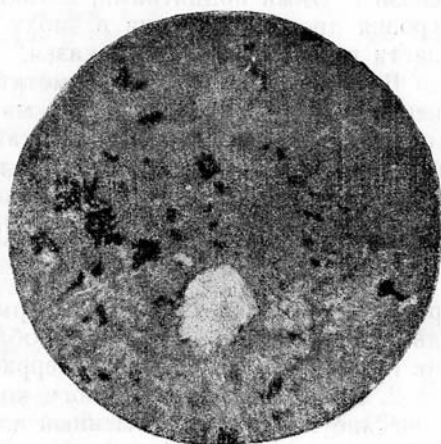


Рис. 2.



Рис. 3.



Рис. 4.

стадиями отступления последнего вюрмского оледенения. Это время ознаменовалось в области г. Бүденновска на Куме, а также и в центральной части восточного Предкавказья значительными поднятиями, причем эти поднятия в направлении к югу, т. е. к долине р. Терека, были более значительными, как это вытекает из современного гипсометрического положения основания древнего абразионного уступа Каспия, находящегося в настоящее время на разных абсолютных высотах. В тесной связи с этими поднятиями, а также и с отмеченным выше колебанием уровня древнего Каспия в эпоху вюрма стоит блуждание рек этой области восточного Предкавказья.

В заключение следует отметить, что в течение всего четвертичного периода в области Кавказа время от времени, вероятно в эпохи аккумуляции, проявлялась вулканическая деятельность, следы которой в виде пеплов и туфов встречаются в террасовых образованиях восточного Предкавказья.

VI. ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

1. В восточном Предкавказье устанавливается пять комплексов террас (гюнца, минделя, рисса, вюрма и послевюрма), из которых только два последних фиксируются в области равнины, находящейся к востоку от г. Георгиевска; высокие террасы здесь отсутствуют.

2. В составе четвертичного комплекса выделяются следующие генетические типы: а) современный аллювий, б) древние аллювиальные образования, в) делювий, г) лёссовидные образования, д) вулканические пеплы и е) травертины.

3. Движения земной коры в восточном Предкавказье в четвертичном периоде были сложными и разнохарактерными по направленности. Предгорная область в четвертичный период испытала поднятие, прерывавшееся моментами затухания. В области же, располагающейся к востоку от линии г. Георгиевск—станция Марьинская, с начала четвертичного периода до ресс-вюрмской межледниковой эпохи происходили опускания, обусловившие накопление в этой области четвертичных образований значительной мощности. Начиная с ресс-вюрмской межледниковой эпохи, эти опускания сменяются поднятиями, в связи с чем происходит врезание долин рек и образуются вюрмские и послевюрмские террасы.

4. На основании изучения состава и залегания лёссовидных образований восточного Предкавказья устанавливается, что они пролювиально-делювиального происхождения.

5. Минералогический состав лёссовидных пород свидетельствует о том, что накопление материала происходило за счет продуктов разрушения пород Кавказского хребта.

6. Исходя из цельности комплекса образований, мы считаем наиболее целесообразным и гюнцскую ледниковую эпоху, характеризующуюся особенностями, свойственными последующим ледниковым эпохам, относить к четвертичному периоду.

ЛИТЕРАТУРА

1. А б и х Г. Объяснение геологического разреза северной покатости Кавказского кряжа от Эльбруса до Бештау. Кавказский календарь за 1853 г.
2. А б и х Г. Исследование настоящих и древних ледников Кавказа. Сборник сведений о Кавказе, т. I, Тифлис, 1871.
3. А б и х Г. Описание ныне существующего Деводоракского ледника и следов действия прежних ледников в долине Терека. Сборник сведений о Кавказе, т. I. Тифлис, 1871.
4. Барбот-де-Марни. Калмыцкая степь Астраханской губернии по исследованиям Кумско-Маньчжской экспедиции. СПб., 1868.
5. Боганяк Н. С. Вулканические пеплы из долины р. Подкумка. Тр. МГРИ, т. XII, 1938.
6. Боганяк Н. С. О теории циклов в современной геологии. Советская геология № 7, 1939.

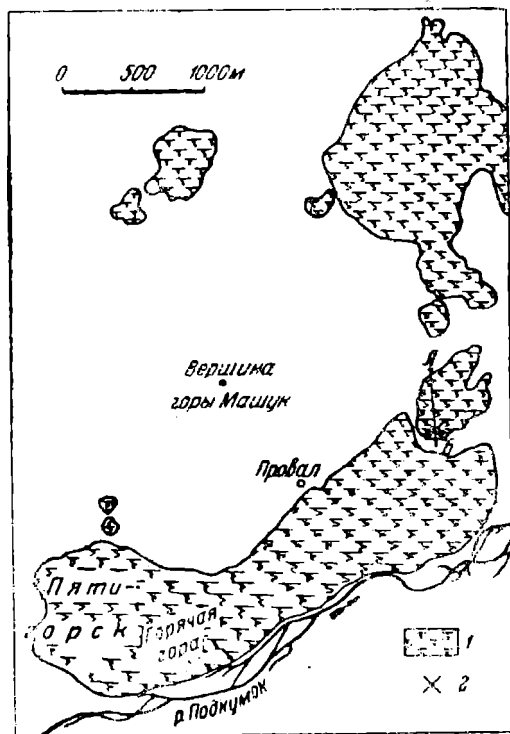
7. Боганяк Н. С. Лёссовидные образования восточного Предкавказья. Советская геология № 5, 1944.
8. Быстров С. В., Беляков Л. П. Просадки грунтов на ирригационных системах. Почвоведение № 3, 1935.
9. Варданянц Л. А. Эпохи оледенений в горной Осетии (Центральный Кавказ). Изв. Гос. геогр. общ., т. 64, вып. 6, 1932.
10. Варданянц Л. А. О синхронизации стадий отступления последнего оледенения Центрального Кавказа и вюрма альпийской области. Тр. II. Междунар. конф. АИЧПЕ, вып. 2, 1933.
11. Веселый В. С. и Яковкин Г. В. Изучение просадок на Терской системе. Тр. Терско-Кумской опытно-мелиоративной станции, т. I. Пятигорск, 1935.
12. Волков А. К. К вопросу о «просадках» в бассейне р. Терека. Мелиорация и торф. № 5/7, 1931.
13. Гатуев С. А. Явление захвата реки в бассейне Терека (Предкавказье). Тр. Геол. музея Акад. наук, т. V, 1929.
14. Гатуев С. А. Глубокие буровые восточного Предкавказья. Природа № 9, 1937.
15. Герасимов А. П. Краткий геологический очерк района Кавказских Минеральных вод. Матер. к познанию геол. строения Росс. импер., вып. 3, 1911.
16. Герасимов А. П. Гидрогеологический очерк. Матер. к познанию геол. строения Росс. импер., вып. 3, 1911.
17. Герасимов А. П. Геологическое строение Минераловодского района (Северный Кавказ). I. Бештау — Железноводск — Сухой Карамык. Тр. ЦНИГРИ, вып. 30, 1935.
18. Герасимов А. П. Геологическое строение Минераловодского района. II. Кристаллические породы северных лакколитов Пятигорья. Тр. ЦНИГРИ, вып. 43, 1937.
19. Герасимов А. П. Обзор геологического строения северного склона Главного Кавказского хребта в бассейнах рек Малки и Кумы. Труды ЦНИГРИ, вып. 123, 1940.
20. Громов В. И. Итоги изучения четвертичных млекопитающих и человека на территории СССР. Матер. по четверт. периоду СССР, 1936.
21. Громов В. И. Материалы к палеонтологическому обоснованию четвертичных образований Кавказа.
22. Денисов Н. Я. О генезисе просадочных лёссовидных суглинков. Докл. Акад. наук, т. 28, № 6, 1940.
23. Денисов Н. Я. К вопросу о причинах просадочных явлений в лёссовидных суглинках. Науч. труды вузов ВКВШ. Горное дело и геология, 1940.
24. Дубянский А. А. Предварительные сведения о вулканическом пепле, залегающем в окрестностях г. Павловска. Тр. ЦНИГРИ, вып. 39, 1935.
25. Жуков М. М. Геоморфология района проектирования Терско-Маньчского канала. Тр. МГРИ, т. I, 1936.
26. Иванов Д. Л. Исследование в Ставропольской губ. в 1886 г. Горный журнал, т. II, № 6, 1887.
27. Крашенинников И. М. и Неуструев С. С. Геоморфологический очерк Малой Кабарды и Моздокской степи. Зап. Росс. минер. общ., сер. 2, ч. 55, вып. 1, 1926.
28. Лодочников В. Н. Отчет о геологических работах летом 1921 г. в пределах планшетов XV — 28 и XVI — 28 одноверстной карты Кавказа. Изв. Геол. ком., 1922/1927.
29. Лодочников В. Н. Одноверстная геологическая съемка в районе Кавказских Минеральных вод. Юго-восточная четверть Александрийского, восточная половина Лысогорского и северо-восточная четверть Зольского листов одноверстной карты Кавказа. Тр. ГГРУ, вып. 5, 1930.
30. Мирчинк Г. Ф. Корреляция континентальных четвертичных отложений Русской равнины и четвертичных отложений Кавказа и Понт-Каспия. Матер. по четверт. периоду СССР, 1936.
31. Неуструев С. С. и Иванова Е. Н. Почвы Моздокской степи. Тр. Сев.-Кавк. асс. научно-исслед. инст., № 17. Ростов н/Д.
32. Ренгартен В. П. Изучение четвертичных отложений Минераловодского района. Изв. Геол. ком., т. 41, № 10, 1927.
33. Ренгартен В. П. История долины Ассы на Северном Кавказе. Изв. Гос. русск. геогр. общ., т. 57, вып. 2, 1925.
34. Стоянов А. А. К геологии округа Пятигорских минеральных вод. Ежег. по геол. и минер. России, т. 10, вып. 5—6, 1908.
35. Эйхельман Э. Э. Краткий очерк геологии и гидрогеологии района Кавказских Минеральных вод. Пятигорск, 1905.

И. К. ИВАНОВА

ОСТАТКИ *ELEPHAS* CF. *ANTIQUUS* FALC. ИЗ ТРАВЕРТИНОВ ГОРЫ МАШУК В ОКРЕСТНОСТЯХ ПЯТИГОРСКА

Остатки *Elephas*, описываемые в настоящей работе, были найдены осенью 1939 г. при добыче травертинов в одном из карьеров на восточном склоне горы Машук, и доставлены в Москву при любезном содействии геолога М. В. Чехрановой.

Карьер этот, так называемый карьер № 5 Промстроя, где травертины разрабатывались для нужд известковообжигательного завода, расположен на левом берегу р. Подкумка в 5 км к северо-востоку от г. Пятигорска (фиг. 1). Травертины, являющиеся отложениями горячих серных источников и широко развитые по всем склонам горы Машук, кроме западного, появляются здесь на относительной высоте около 165 м над уровнем Подкумка. Вначале они имеют небольшую мощность, быстро увеличивающуюся вниз по склону. В верхней части склона травертины подстилаются мергелями палеогена и покрываются небольшой толщей песчано-глинистого делювия. Ниже они обнажаются местами на дневной поверхности, образуя покатую террасовидную площадку от кольцевой автомобильной дороги, опоясывающей гору Машук, вниз к карьере. Поверхность этой площадки изборозжена многочисленными старыми кустар-



Фиг. 1. Схематическая обзорная карта места находки остатков *Elephas* cf. *antiquus* Falc.
1—травертины; 2—место находки остатков *Elephas*.

ными ямами глубиной до 6—7 м. В карьере, дно которого располагается на относительной высоте около 120 м, толща травертинов вскрыта на глубину 16—17 м. Травертины серовато- и желтовато-белые, плотные, массивные, местами почти кристаллические, местами с хорошо выдер-

жанной в одном направлении крупной пористостью и неоднородностью, придающей им слоистый характер, залегают здесь почти горизонтально, прорезаясь несколькими вертикальными трещинами. Они содержат крупные гнезда зеленоватых глин и значительные песчаные линзы. Ниже карьера травертины быстро выклиниваются.

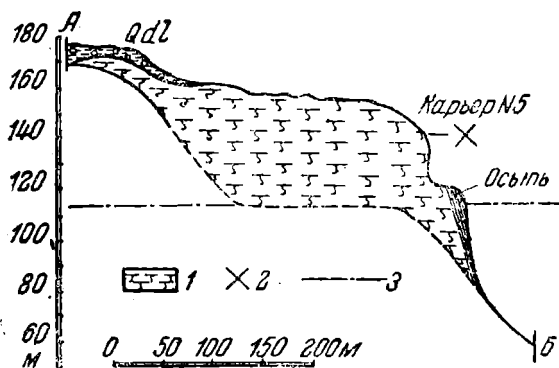
Наблюдения, проведенные в районе описываемого карьера, позволили установить, что травертиновое поле восточного склона горы Машук, во всяком случае для верхних горизонтов, принадлежит к одному и тому же потоку, т. е. является одновозрастным на разных гипсометрических уровнях. Выположенная часть этого поля принималась некоторыми исследователями, посещавшими район, за древний эрозионный уровень и сопоставлялась с поверхностью древней террасы той же высоты. Однако

при детальном изучении можно установить, что потоки минеральных вод, давшие начало образованию основной массы травертинов этого поля, спускались значительно ниже этого уровня, т. е. являются более молодыми. Резкое увеличение мощности, наличие выравненной площадки, горизонтальная или почти горизонтальная слоистость травертинов, следующих обычно рельефу подстилающих пород, дают основание говорить скорее

о наличии выравненного участка в этом рельефе, т. е. о погребенных под травертинами остатках древней террасы (фиг. 2).

Возраст травертинов разных склонов горы Машук различен. Образование их началось не позже верхнего плиоцена и продолжалось, видимо, в течение всего четвертичного периода. Во времени менялись лишь места выходов минеральных источников, перемещаясь вдоль склонов горы Машук. В районе Горячей горы, на южном склоне ее, где минеральные источники функционируют и в настоящее время, происходит современное осаднение травертинов.

В результате работ, проведенных в 1939 г. в окрестностях Пятигорска по заданию Института геологических наук Академии наук СССР, нами была собрана фауна млекопитающих из травертинов горы Машук и сделана попытка установить их возраст и соотношение с террасами р. Подкумка [10, 11]. По полученным данным, погребенный эрозионный уровень, намечающийся в районе карьера № 5, по своему высотному положению должен соответствовать так называемой горячеводской 110-метровой террасе р. Подкумка, относимой к миндельскому веку [12]. Протяжение травертиновых потоков этого поля вниз по склону свидетельствует о том, что они опускаются ниже уровня поверхности горячеводской террасы, но далеко не достигают высоты так называемой джамгатской — рисской — террасы (55—75 м). Таким образом, по геоморфологическим признакам можно предположить, что образование основной массы травертинов восточного склона горы Машук относится к миндель-рисскому веку. Палеонтологический материал, как мы увидим далее, подтверждает эти выводы.

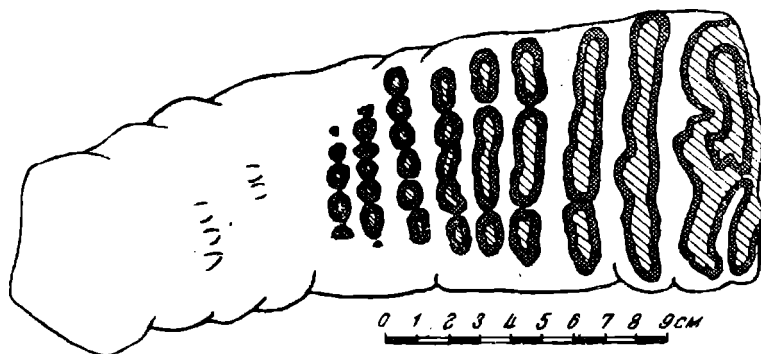


Фиг. 2. Схематический разрез восточного склона горы Машук в районе карьера № 5.

1—травертины; 2—место находки остатков *Elephas*; 3—уровень поверхности миндельской террасы р. Подкумка.

Травертины окрестностей г. Пятигорска содержат значительное количество остатков ископаемой фауны млекопитающих. Обычно эти остатки представлены отдельными костями или зубами животных; ни одного полного скелета здесь до сих пор обнаружено не было. Характер остатков — чисто белый цвет, отсутствие в полостях постороннего материала, отсутствие следов окатанности, а также нахождение их в разных, иногда верхних частях разрезов — не дает оснований предполагать, что они находятя здесь во вторичном залегании. Повидимому, эта фауна одновозрастна с заключающимися ее травертинами.

Сохранность фауны довольно плохая. В некоторых случаях наблюдается полное замещение костного материала карбонатом; иногда отдельные части являются сильно изъеденными известью или покрыты кальцитовой пленкой; часто обломки костей отличаются большой хрупкостью и быстро крошатся при извлечении из плотной породы.



Фиг. 3. Схематическое изображение коронки правого коренного зуба *Elephas cf. antiquus* Г а т с. из карьера № 5. Вид сверху.

Из карьера № 5 известны остатки *Elephas* sp. (головка бедра) и *Cervus* sp. (обломок рогового стержня), до нас не дошедшие. В нашем распоряжении имелся оттуда обломок (верхний эпифиз) большой берцовой кости *Bison* sp. Наибольший интерес представляют остатки *Elephas*, обнаруженные в карьере осенью 1939 г. при производстве взрывных работ на глубине 4—4,5 м от поверхности (см. фиг 2). Они были признаны заслуживающими самостоятельного описания.¹ Эта работа была начата в 1941 г. в Четвертичном отделе Института геологических наук Академии наук СССР, затем прервана и закончена только в 1944 г. в Геолого-Палеонтологическом музее Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе, на базе богатых коллекций зала позвоночных этого музея, использованных в качестве сравнительного материала. Руководителем работы в ИГН являлся В. И. Громов и в МГРИ—В. В. Меннер. Пользуюсь случаем, чтобы выразить им обоим свою глубокую благодарность.

Остатки *Elephas* из окрестностей г. Пятигорска имеют чисто белый цвет и характер фоссильзации, обычный для фауны, захороненной в известковом осадке.

Они состоят из значительной части нижнего правого коренного зуба тз (фиг. 3 и табл. 1), несколько меньшего обломка задней половины

¹ Следует отметить, что фрагменты зубов этой же формы были еще ранее обнаружены В. И. Громовым в Пятигорском музее краеведения. Однако их размеры и сохранность были недостаточны для детального описания. Указание на точное место нахождения также отсутствовало.

левого зуба *pnz* (табл. II) и двух обломанных частей левой ветви нижней челюсти.

Все эти остатки принадлежат одной и той же особи. Они отличаются довольно большой хрупкостью, сильно крошатся, и моляры легко распадаются на отдельные пластины. Жевательная поверхность их сохранилась, однако, довольно хорошо.

Левая ветвь нижней челюсти представлена дентальной частью с обломанным симфизальным концом, но уцелевшей передней частью альвеолярного отверстия, позволяющего восстановить размеры и характер недостающей половины левого моляра. Кроме того, имеется крупный обломок ангулярной части, на которой не сохранилось ни венечного, ни суставного отростков, а нижний край обломан настолько, что снизу можно наблюдать 3 непрорезавшиеся пластины, покрытые кальцитовый пленкой. Отверстие зубного канала заполнено массивным серым травертином.

Остатки нижней челюсти не сохранили признаков, необходимых для точного видового определения. Главный интерес в этом отношении представляют зубы, принадлежащие, как уже указывалось, к нижним, последним коренным зубам, что устанавливается на основании их крупных размеров и заметного сужения каудальной части.

Прежде всего бросается в глаза значительный размер этих моляров (длина немного более 300 мм) и вытянутая в длину относительно узкая лентовидная форма их жевательной поверхности.

Фрагмент левого моляра состоит из 8 пластин (табл. II). Три следующие непрорезавшиеся пластины вскрыты в обломанной части нижней челюсти. Спереди у этого зуба, судя по форме и размерам сохранившейся альвеолы, обломано 6 пластин. Таким образом, общее число их составляло 17. Правый моляр имеет 14 пластин (см. фиг. 3 и табл. I). Одна пластина спереди у него, видимо, совершенно стерта и 1—2 обломаны сзади. Он также имел 17 пластин.

Наибольшая высота коронки для нестертой части левого зуба 140 мм и правого — 155 мм. Максимальная ширина коронки правого зуба (по третьей пластине) 103 мм и его жевательной поверхности 89 мм. Для сохранившейся части левого зуба эти величины соответственно составляют 100 и 66 мм. Стиранием затронута более половины пластин; степень стирания, определяющая индивидуальный возраст зубов, выражается в связи с этим, по В. И. Громову, цифрой 2 [6].

Количество пластин на 10 см обоих зубов — 6 для стертой части жевательной поверхности и 5,5 перпендикулярно к пластинам (в верхней части коронки).

Тип слияния пластин правого зуба хорошо выражен как *lat. app. med. lat.* (см. фиг. 3 и табл. I, рис. 1), что в графическом изображении, предложенном В. И. Громовым, может быть представлено как — [6]. Для левого зуба тип слияния пластин не устанавливается, так как сохранилась лишь небольшая часть его жевательной поверхности, наиболее слабо стертая (табл. II, рис. 1).

Толщина эмали стертых пластин колеблется от 2,25 до 2,75 мм. Эмаль образует небольшие, спокойно изогнутые волнистые складки (см. фиг. 3 и табл. I, рис. 1).

Совокупность описанных признаков дает основания считать остатки *Elephas* из карьера № 5 стоящими наиболее близко к виду *El. antiquus* Falc. Они резко отличаются от зубов *El. meridionalis* Nesti и тем более зубов *El. planifrons* Fa l c., имеющих низкую, широкую, овальную коронку, более грубые и редкие пластины с иным типом слияния и более толстой эмалью. Также не могут они быть сравниваемы с зубами мамонта, хотя бы только по степени своей примитивности. Наиболее древний тип *El. primigenius* Bl u m. имеет, как известно, большее количество пластин; у него приходится не менее 7 пластин на 10 см жевательной поверх-

ности, при толщине эмали не более 2 мм. По форме коронки и характеру жевательной поверхности описываемые зубы также не обнаруживают сходства с зубами типичного мамонта. Некоторые признаки приближают их к зубам *El. trogontherii* Pohl. Среди многочисленных описанных вариаций этого вида [7, 8, 29, 33 и др.] есть отдельные формы, коренные зубы которых по своим размерам, частоте пластин и характеру складчатости эмали очень близки к пятигорским. Однако двумя признаками последние все же резко отличаются от зубов как *El. trogontherii* Pohl, так и *El. wüstii* M. Pawl. Первым признаком является узкая, вытянутая форма жевательной поверхности зубов из Пятигорска в противоположность всегда расширенной, овальной, иногда грушевидной, форме жевательной поверхности моляров *El. trogontherii*. Вторым признаком можно считать тип слияния пластин. Некоторые исследователи, как, например, Зёргель [29], считают этот признак для вида *El. antiquus* Falc. наиболее важным. Сильная редукция боковых элементов дигитации коренных зубов этого вида ведет к тому, что более возвышенные элементы медиальной части пластины при истирании скорее сливаются между собой, образуя удлиненную полосу, тогда как менее развитые латеральные элементы сохраняют еще округлую форму. Этим обуславливается тип слияния пластин по принципу lat. app. med. lam., довольно хорошо выраженный у описываемой формы. Для *El. trogontherii* Pohl. по данным большинства исследователей, свойственны либо смешанные фигуры абразии, либо имеющие иной характер, а именно: — · —. Совокупность этих двух признаков повидимому устраняет возможность принадлежности пятигорских остатков к виду *El. trogontherii* Pohl. или *El. wüstii* M. Pawl.

Вместе с тем зубы из Пятигорска имеют некоторые особенности, отличающие их и от типичного вида *El. antiquus* Falc. Сюда следует отнести прежде всего характер складчатости эмали. У типичной формы *El. antiquus* Falc. в медиальной части стертых пластин образуются резкие эмалевые складки ромбовидной формы — синусы. Эмаль описываемых моляров имеет лишь очень легкую волнистую складчатость с небольшими расширенными извилинами на дистальном краю наиболее стертых пластин (см. фиг. 3 и табл. I, рис. 1).

По своим пропорциям зубы из Пятигорска также отличаются от классической формы. Отношение длины зубной коронки *El. antiquus* Falc. к ее ширине составляет, по Полигу, 3,8—4,0; у *El. antiquus* Парижского бассейна наблюдается более широкая вариация этой величины: 3,2—4,5. В нашем же случае индекс L составляет всего 3. Ширина коронки пятигорских моляров (103 мм) немного превосходит предельную ширину коронки *El. anitquus* Falc. (98 мм). На основании всего вышеизложенного они и описываются здесь как *El. cf. anitquus* Falc.

Иностранная литература содержит многочисленные описания коренных зубов *El. antiquus* Falc., обнаруживающих некоторые отклонения в сторону ряда: *El. meridionalis* — *El. trogontherii* — *El. primigenius* [22, 23, 24, 26, 29, 32 и др.]. Находки их связываются преимущественно с раннечетвертичными отложениями Западной Европы.

У нас в СССР остатки *Elephas*, обладающие рядом сходных смешанных признаков, описаны впервые В. И. Громовой [4] из окрестностей Черного Яра на Нижней Волге как *El. antiquus* var. *meridionaloides*.

Несколько позже В. И. Громовым [6] были отнесены к тождественной форме остатки *El. Elephas*, обнаруженные в Москве у Краснохолмского моста.

В обоих случаях они представлены изолированными зубами. С Нижней Волги имеется один верхний последний коренной зуб; из котлована Краснохолмского моста — два последних нижнечелюстных моляра, принадлежащего одному и тому же индивидууму. Отложения, среди

которых найдены остатки *Elephas*, в обоих случаях отнесены к концу миндельского или началу миндель-рисского века — к дохозарским слоям.

Коренные зубы из Пятигорска имеют очень большое сходство с этими молярами, но абсолютно тождественными с ними все же признаны быть не могут. Ниже дается сравнительная таблица, из которой явствует, что при близких размерах и общих признаках: узкой вытянутой в длину коронке, слиянии пластин по принципу lat. app. med. lat., столь характерном для вида *El. antiquus* Falc., и отсутствии свойственной этому виду хорошо выраженной ромбовидной складчатости эмали зубы *El. antiquus* var. *meridionaloides* отличаются более крупными размерами своих пластин при большой толщине эмали,¹ т. е. являются более примитивными. Примерно равная степень изношенности всех зубов исключает возможность отнесения этой разницы за счет различий, связанных с индивидуальным возрастом.

Систематическое положение вида *Elephas antiquus* Falc. нельзя считать до настоящего времени окончательно установленным. По этому поводу существуют самые различные мнения. Многие исследователи относят *El. antiquus* к роду *Loxodon* и сближают его с современным африканским слоном [15, 17, 21 и др.]². Другие считают его промежуточной (но не переходной в филогенетическом смысле) формой между локсодонтным и полилискодонтным типами [27]. Третьи причисляют к роду *Elephas* и тесно связывают со стволом *El. meridionalis*—*El. trogontherii* [29]. Осборн, сторонник полифилетической теории развития слоновых, в своих последних работах [20 и др.] придает этому виду значение рода (род *Hesperoloxodon* подсемейства *Loxodontinae* с целым рядом самостоятельных подвидов: *Hesperoloxodon antiquus italicus*, *Hesperoloxodon antiquus germanicus*, *Hesperoloxodon platyrhynchus* и др.). В качестве предковой формы *El. antiquus* разными авторами рассматриваются различные виды: *El. meridionalis* [29], *El. prissus* [27], *El. hysidricus* [15, 18], *El. ausonius* [13].

Не углубляясь в рассмотрение этого сложного вопроса, отметим лишь, что большинство советских ученых, придерживающихся монофилетических взглядов [4, 5 и др.], считает *El. antiquus* Falc. боковой ветвью основного филогенетического ряда: *El. planifrons* — *El. meridionalis* — *El. trogontherii* — *El. primigenius*, отделившейся от этого ствола в самом начале четвертичного периода. Возможно, что это отчленение произошло и в конце верхнего плиоцена, так как в палеонтологической литературе имеются указания на нахождение среди верхнеплиоценовых отложений южной Европы узкозубых разновидностей *El. meridionalis* Nesti, имеющих общие признаки с *El. antiquus* Falc. [29].

Наиболее широкое развитие вида *El. antiquus* Falc. отмечается в южной Европе. Остатки типичных представителей этой формы многочисленны среди четвертичных отложений Греции, Италии, Южной Франции, Испании и других стран.

Смешанные формы, подобные описанной в данной работе, встречаются преимущественно в пределах средней и восточной Европы—в Англии, Франции, северной Италии, Германии, Румынии и Советском Союзе.

Стратиграфическое значение *El. antiquus* довольно велико. Будучи приуроченным, согласно современным воззрениям, к первой половине четвертичного периода (до рисского века), этот вид во многих случаях приобретает роль руководящей формы. Во Франции остатки *El. antiquus* Falc. часто встречаются среди фауны, сопутствующей остаткам шельльской индустрии [25].

¹ Последнее относится только к нижневолжскому моляру.

² Некоторые авторы рассматривали *El. antiquus* и как предка *El. indicus* [13, 18].

Сравнительная таблица основных промеров коренных зубов *Elephas antiquus* Falc.

Место нахождения зуба	Гора Машук	Нижнее Поволжье (по В. И. Громовой)	г. Москва Краснохолмский мост (по В. И. Громову)	Типичная форма из Шель-сюр-Мер, Франция (по слепку из музея МГРИ)	Примечания
Возраст отложений, среди которых найдены зубы	Миндель-рисс	Начало миндель-рисса	Конец минделя, начало миндель-рисса	Миндель или миндель-рисс	} ?
Положение зуба в зубном ряду	m_3	$\bar{3}m$	m_3	$\bar{3}m$	
Индивидуальный возраст зуба (степень изношенности)	2	2	2	2	По В. И. Громову [6]. Стиранием затронуто более половины пластины
Полная зубная формула	$\overline{I}10+4 \overline{I}$ или 2	$\times 10+2\overline{1\frac{1}{2}}$ или $2\overline{1\frac{1}{2}}$	$\overline{I}11+4\overline{1\frac{1}{2}}$	$\times 13+2\overline{I}$	
Общее число пластин	17	14 или 15	$16\frac{1}{2}$ или $17\frac{1}{2}$	16	
Число пластин на 10 см жевательной поверхности, затронутой стиранием	6,0	4,5	4,5	5,5	
Число пластин на 10 см перпендикулярно к жевательной поверхности в латеральной части зуба	5,5	5,0	4,5	5,5	
Полная длина зуба (с восстановлением обломанных частей) в мм	312	290	292	282	
Наибольшая ширина зуба по самой широкой пластине в мм	103	—	72	74	
Наибольшая ширина жевательной поверхности в мм	89	85	61	70	
Высота самой высокой нестертой пластины в мм	155	245*	133	145	
Форма жевательной поверхности	Узкая лентовидная	Узкая лентовидная	Узкая лентовидная	Узкая лентовидная	
Толщина эмали в мм	2,25—2,75	2,5—3,0	2,3—2,5	2,0—2,5	
Тип слияния пластин	—	—	—	—	
Характер складчатости эмали	Небольшие складки на заднем краю 3-й и 4-й пластин	Слабые зубцы на заднем краю	Слабо выраженный синус на 5-й пластине	Хорошо выраженные синусы на заднем краю 4—11-й пластин. Слабо выраженные синусы на переднем краю 4—7-й пластин	Соответствует: lat. ann. med. lam.

Современником *El. antiquus* Falc. является *El. trogontherii* Poh1., имевший широкое распространение в центральной и частью северной полосе Западной Европы и на территории СССР. Развитие этой формы, связываемой непосредственным переходом с *El. meridionalis* Nesti, произошло, видимо, несколько позже выделения *El. antiquus* Falc. Остатки *El. trogontherii* представлены у нас наиболее широко среди поздних миндель-рисских отложений (хозарский фаунистический комплекс). Нахождение их отмечено среди кухонных отбросов мустьерской стоянки Кодак на Днестре.¹

Находок *El. antiquus* среди элементов хозарской фауны не отмечалось [5]. Однако несомненно, что в процессе своей длительной эволюции оба вида переживали стадию одновременного существования, имея лишь разные ареалы распространения. В западноевропейской литературе имеются указания на единичные случаи совместного нахождения остатков *El. antiquus* и *El. trogontherii* среди одних и тех же отложений [25, 29].

Какие же могут возникнуть предположения о происхождении смешанных форм, сохраняющих основные черты, свойственные *El. antiquus* Falc., имея вместе с тем признаки, близкие к *El. trogontherii* Poh1.?

Согласно концепции Зёргеля [29], описавшего ряд смешанных форм из четвертичных отложений Западной Европы как *El. antiquus* var. *trogontherii* и *El. trogontherii* var. *antiquus*, мы имеем здесь дело с двумя, еще строго не разделившимися ветвями одного ствола: *El. meridionalis* — *El. trogontherii* и *El. meridionalis* — *El. antiquus*. Зёргель не находит возможным для ледниковой области Западной Европы рассматривать *El. antiquus* и *El. trogontherii* в качестве самостоятельных видов, а придает им значение более мелких таксономических подразделений.

Представляется, что такое положение не может быть принято безоговорочно, во всяком случае для территории СССР. Сопоставление остатков *El. antiquus* var. *meridionaloides* W. Grom. с чрезвычайно близкой, но менее примитивной формой *Elephas* из района г. Пятигорска дает некоторые основания предполагать, что эти смешанные признаки оказались устойчивыми и форма, обладающая ими, продолжала свое эволюционное развитие на протяжении какого-то отрезка времени.² Описываемые остатки *Elephas* по степени примитивности должны являться синхроничными типичной форме *El. antiquus* Falc., обитавшей на юге. Поэтому их трудно относить к предковой форме этого вида, как это могло быть сделано, например, в случае *El. antiquus* var. *meridionaloides*. Также трудно представить себе, что здесь мы продолжаем иметь дело с представителем еще не разделившихся между собой ветвей *El. trogontherii* и *El. antiquus*. В связи с этим возникает несколько иное предположение.

Изменение характера жевательной поверхности коренных зубов слонов имеет, как известно, в своей основе экологические предпосылки. Оно в значительной мере связано с приспособлением к тем или иным климатическим условиям, к тому или иному роду питания. Не случайно современный африканский слон, обитающий в жаркой тропической области с сочной, влажной растительностью, сохранил архаичное строение своих коренных зубов, тогда как моляры мамонта, ведшего борьбу за существование в суровых условиях Крайнего Севера, достигли наивысшей ступени специализации.

Развитие вида *El. antiquus* Falc. связывается с южной Европой. Форма эта считалась теплолюбивой, обитавшей главным образом в ле-

¹ Единичные остатки *El. trogontherii* Poh1. были встречены во Франции на уровне шелля [25].

² Интересно отметить, что среди остатков примитивной формы *El. primigenius* Blum. у нас в СССР также встречаются коренные зубы с чрезвычайно узкой корошкой.

сах Средиземноморской области, в противоположность *El. trogontherii*, представителю зоны умеренного климата и степного ландшафта. Однако условия, в которых находили остатки *El. antiquus* в Западной Европе, заставили некоторых исследователей считать его эритермической формой. Изучение остатков флоры, сопутствующих остаткам *El. antiquus* var. *meridionaloides* из г. Москвы, показало, что во время его существования господствовал умеренный климат [5, 6].¹

На основании изложенного можно высказать предположение, что представители вида *El. antiquus* Falc., развившегося и давшего типичную форму в начале четвертичного периода в южной Европе, мигрировали в какой-то своей части далеко на север, приспособившись там к иным условиям существования. Климат в средней Европе, в связи с наступлением миндельского ледника, должен был быть достаточно суровым. Тем не менее среди отложений начала миндель-рисского века мы уже встречаем остатки *El. antiquus* Falc. на широте г. Москвы,² причем остатки, обнаруживающие некоторое отклонение от типичной формы, *El. antiquus* Falc., продолжал свое существование в средней Европе в течение миндель-рисского века, обитая в условиях, близких к условиям существования *El. trogontherii* Pohl, в связи с чем у них и могли выработаться и укрепиться конвергентные признаки. В южной Европе в то же время продолжалось развитие типичной формы *El. antiquus* Falc.

Разумеется, материал, которым мы располагаем в настоящее время, совершенно недостаточен для того, чтобы делать окончательные выводы. Это же обстоятельство затрудняет и систематическую оценку описываемой формы.

Благодаря проведению крупнейших строительно-строительств и широкому развешиванию разнообразных геолого-разведочных работ в нашей стране, можно рассчитывать на то, что палеонтологические находки будут сильно умножены в ближайшем будущем. Крайне интересно было бы нахождение более полных остатков смешанной формы *Elephas*, в частности его черепа и бивней. В систематике слоновых, базировавшейся ранее главным образом на строении коренных зубов, все большее и большее значение приобретает изучение общего, пропорционального изменения строения черепа вместе с челюстями, коренными зубами и бивнями. Повторные находки остатков *El. antiquus* Falc., *El. trogontherii* Pohl и их различных вариантов совместно, среди одних и тех же отложений, что в различных случаях имело место в Западной Европе,³ привели бы к другому выводу. Можно было бы предположить, что здесь происходило прямое смешение двух видов, ареалы распространения которых соприкасались.

Имеющиеся же в настоящее время материалы дают основания предполагать, что в миндель-рисском веке на территории СССР существовала разновидность *El. antiquus* Falc., обнаруживавшая некоторые отклонения в сторону ряда *El. meridionalis* — *El. trogontherii* — *El. primigenius*. Эти смешанные признаки, видимо, не носили характера индивидуальных вариаций, а являлись следствием экологических причин и сохраняли известную устойчивость. Возможно, что впоследствии эта форма будет выделена в особый подвид или даже в самостоятельный вид. Однако при современном состоянии наших знаний ставить вопрос об этом выделении еще преждевременно.

¹ Были обнаружены остатки сосны, ели, березы, ивы, ольхи и двух видов папоротников, растущих ныне в северной половине Европейской части СССР.

² Следует отметить, что в районе Калужской площади в г. Москве были найдены также части скелета *Elephas*, определенные М. В. Павловой [13, 14] как *El. cf. antiquus* Falc. Коренных зубов среди этих остатков, однако, не было.

³ Зёргель [81] объясняет такие совместные находки сезонной миграцией.



Рис. 1. Правый нижний коренной зуб *Elephas* cf. *antiquus* Falc. Вид сверху.

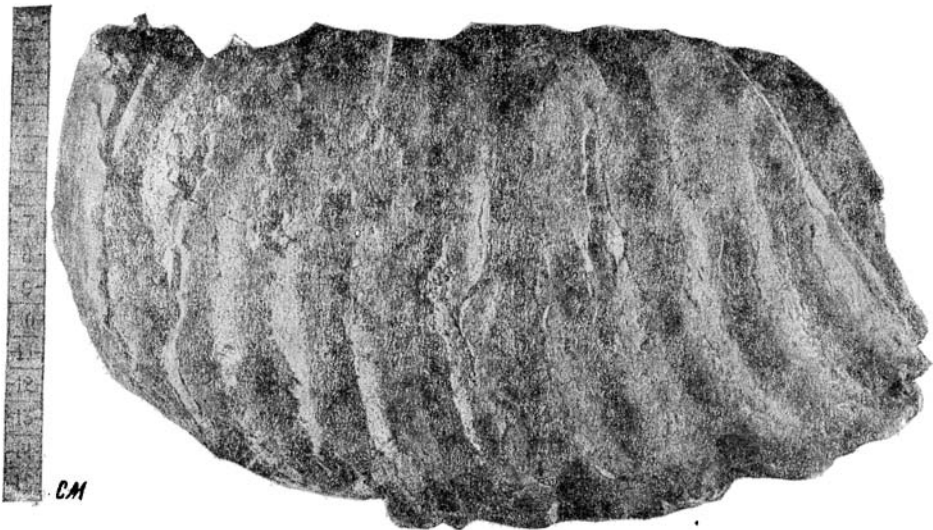


Рис. 2. Правый нижний коренной зуб *Elephas* cf. *antiquus* Falc. Вид сбоку.

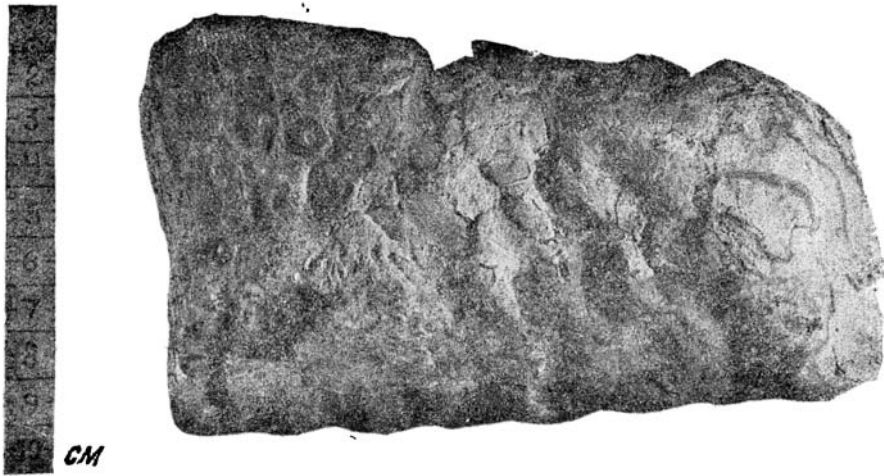


Рис. 1. фрагмент левого нижнего коренного зуба *Elephas cf. antiquus* Falc.
Вид сверху.

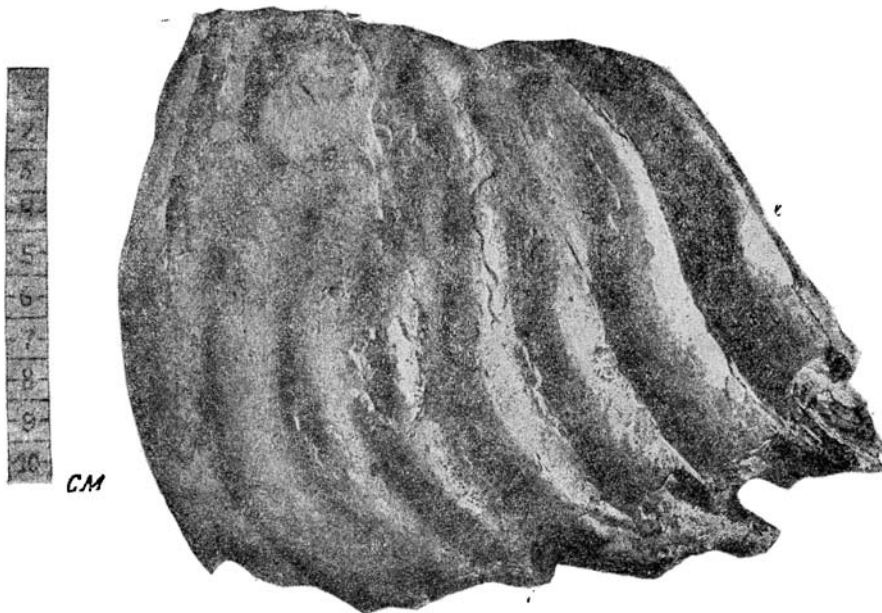


Рис. 2. Фрагмент левого нижнего коренного зуба *Elephas cf. antiquus* Falc.
Вид сбоку.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беляева Е. И. *Elephas trogontherii* Pohl. Таманского полуострова. Тр. Геол. и мин. музея Акад. наук, т. V, вып. 1, 1925.
2. Беляева Е. И. Некоторые данные об ископаемых слонах Таманского полуострова. Изв. Акад. наук, ОМОН, № 8, 1933.
3. Беляева Е. И. Находки *Elephas* из Таджикистана. Тр. Палеозоол. инст. Акад. наук, т. V, 1936.
4. Громова В. И. Новые материалы по четвертичной фауне Поволжья и по истории млекопитающих восточной Европы и северной Азии вообще. Тр. Ком. по изуч. четв. пер., II, 1932.
5. Громова В. И. Краткий систематический и стратиграфический обзор четвертичных млекопитающих. В книге: «Акад. В. А. Обручеву к 50-летию научной и педагогической деятельности», т. 2, 1939.
6. Громова В. И. Остатки *Elephas antiquus* Falc. из четвертичных отложений г. Москвы. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук, вып. 33, сер. геол. (10), 1940.
7. Закревська Г. *Elephas trogontherii* Pohl зоколиць с. Табурища Кременчугского округа. Укр. наук. досл. геол. инст., т. I, 1928.
8. Закревська Г. *Elephas trogontherii* Pohl. из правобережья средн. Дніпра. Тр. Инст. геол. Укр. Акад. наук, вып. 5, 1935.
9. Заленский В. Osteологические и одонтографические исследования над мамонтом (*El. primigenius* Blum) и слонами (*El. indicus* L. и *El. africanus* Bl.). Научные результаты экспедиции, снаряженной Академией наук для раскопки мамонта, найденного на р. Березовке в 1901 г., т. I, СПб, 1903.
10. Иванова И. К. Материалы к стратиграфии травертинов горы Машук в окрестностях Пятигорска. Бюлл. Моск. Общ. Исп. прир. № 5, 1946.
11. Иванова И. К. О возрасте травертинов горы Машук и их соотношениях с террасами р. Подкумка. Бюлл. Четв. Ком. Акад. Наук № 9, 1947.
12. Николаев Н. И. О четвертичных тектонических движениях и возрасте рельефа Центрального Кавказа и Предкавказья. Докл. Акад. наук, т. XXX, № 1, 1941.
13. Павлова М. В. Послетретичные слоны из разных местностей России. Ежег. по геол. и мин. России, т. XI, вып. 6—7, 1910.
14. Павлова М. В. Очерк истории развития третичных и послетретичных млекопитающих, найденных в России, БМОИП, т. 31, 1922.
15. Adams A. Leith. Monograph of the fossil British Elephants. Paleontol. Soc. London 1877—1878.
16. Depéret Ch. et Mayet L. Les éléphants pliocènes. Ann. Univ. Lyon. N. S. I. Fasc. 43, 1923.
17. Falconer H. Paleontological Memoirs. Vol. I: Fauna antiqua Sivalensis; vol. II: Mastodon, Elephant etc. London, 1868.
18. Gaudry A. L'Éléphant de Durfort. Volume commémoratif du Centenaire de la fondation du Muséum d'Histoire naturelle. Paris, Imprimerie Nationale, 1893.
19. Mayet L. et Roman F. *Elephas planifrons* Falc. des sables de Chagny et Faunes de mammifères d'âge villafranchien Saint-Prestie. Ann. Univ. Lyon, N. S., I, fasc. 43, 1923.
20. Osborn H. Proboscidea. A Monograph of the Discovery, Evolution, Migration and Extinction of the Mastodons and Elephants of the World. Vol. II: *Stegodontoidea*. *Elephantoidea*; New York, 1942.
21. Pholig H. Monographie der *Elephas antiquus* Falc.—führenden Travertine Thüringens, ihrer Faune und Flora. I Stück: Monographie des *Elephas antiquus* Falc. mit Beiträgen über *El. primigenius* Blum. und *El. meridionalis* Nestl. Nova acta d. K. Leop.—Carol. Deutsch. Ak. d. Naturforscher, B. 53, 1889.
22. Pholig H. Eine Elefantenhöhle Siziliens und der erste Nachweis der Kranialdomes von *El. antiquus*. Abh. K. Bayr. Ak., II Cl., B. XVIII, I Abt. München, 1893.
23. Pontier G. Les éléphants fossiles d'Angleterre. Mutation de l'*El. antiquus* Falc. dans le pliocène supérieur et le quaternaire anglais. Compt. rend. Ac. Sci. Paris. 341. 30/VII 1923.
24. Pontier G. A propos d'une molaire d'*Elephas antiquus*. Suite de l'étude des variations dentaires chez cette espèce. Bull. de la Soc. Préhistor. Franç. séance d. 28/X 1926.
25. Pontier G. Sur la présence de l'*Elephas trogontherii* (Pohl) à Chelles. Bull. de la Soc. Préhistor. Franç. séances d. 25/III et 22/IV 1926.
26. Pontier G. Variations dentaires chez *Elephas antiquus*. Bull. de la Soc. Préhistor. Franç. séances d. 27/IV et 24/VI 1926.
27. Schlessinger G. Studien über die Stammgeschichte der Proboscider. Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanstalt, B. 62, H. I, Wien, 1912.
28. Schroeder H. Ueber *El. antiquus* und *El. trogontherii*. Zeltschr. d. Deutsch., Geol. Ges., B. 47, 1895.
29. Soergel W. *Elephas trogontherii* Pohl. und *Elephas antiquus* Falc., ihre Stammgeschichte und ihre Bedeutung für die Gliederung des deutschen Diluviums, Palaeontographica, B. LX, 1912.

30. Soergel W. *Elephas columbi* Falc., ein Beitrag zur Stammgeschichte des Elefanten und zum Entwicklungsmechanismus des Elefantengebisses. Geol. und Paläont. Abh., N. F. 14, 1921.

31. Soergel W. Der Klimacharakter des Mammut. Paläontol. Zeitschrift, B. 22, Nr 1, 1940.

32. Stefanescu S. Sur la présence de l'*Elephas planifrons* et de trois mutations de l'*Elephas antiquus* dans les couches géologiques de Roumanie. Compt. rend. Ac. Sci, Paris, 179, 15/XII 1924.

33. Volz W. *El. antiquus* Falc. und *El. trogontherii* Pohl. In Schlesien. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., B. IV, 1897.

А. М. ОВЧИННИКОВ

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ ЗОНАЛЬНОСТИ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД КАВКАЗА

„Став гордым теменем — понтийских волн пределом
И в Каспий врезавшись своим прекрасным телом
Суровый Голиаф меж двух морей возник —
Кавказ, величием исполненный тайник“.

А. Чавчавадзе

Кавказ представляет собой одну из интереснейших структур на земном шаре, благоприятную для развития весьма разнообразных и ценных минеральных вод. Ни Альпы, ни Пиренеи не обладают столь многочисленными газовыми минеральными источниками. С этой точки зрения изучение минеральных вод Кавказа, на фоне выявления общих геологических закономерностей, имеет большое научно-теоретическое и практическое значение.

При обработке и анализе материала по минеральным водам Кавказа автор руководствовался следующими основными принципами: а) химический состав вод отражает геологическую историю развития района; б) главнейшие генетические типы минеральных вод образуют своеобразные динамические месторождения; в) рациональная гидрогеохимическая систематизация должна охватывать в единой схеме все подземные воды (пресные и минеральные) с учетом непрерывности перехода одних типов в другие, а также газоносность; г) все многообразие подземных вод объясняется процессами смещения, метаморфизации (местами концентрирования) и взаимодействия с горными породами (выщелачивание, растворение, обмен катионов) основных типов вод гидросферы: гидрокарбонатных вод суши и хлоридных морских вод; д) эволюция представления об «ископаемых» водах на основе современных гидрогеохимических представлений позволяет значительно уточнить характеристику процессов формирования подземных вод.

Гидрогеохимическая интерпретация аналитического материала по минеральным водам Кавказа базировалась на изучении как химического, так и газового состава вод (см. табл. 1). Газы являются хорошими показателями условий формирования вод (окислительная, восстановительная обстановка, влияние метаморфических процессов и т. д.). На фоне основного газового состава вод удалось уловить более тонкие закономерности в вариациях химического состава вод. Химические анализы некоторых типичных минеральных источников Кавказа представлены на табл. 2.

Всего выделено девять главных типов вод, исходя из комбинирования трех доминирующих химических типов вод, залегающих обычно в определенной вертикальной зональности: гидрокарбонатных, сульфатных, хлоридных и трех различных генетических типов газов (группы

Гидрогеохимическая классификация минеральных вод Кавказа

Группа вод по химическому составу	Газы воздушного происхождения (группа азота)	Газы биохимического происхождения (группа метана)	Газы метаморфического происхождения (группа углекислоты)	Основной тип	Производный тип и разновидности	Специфические особенности
I	X			1. Пресные гидрокарбонатно-кальциевые воды в поверхностной зоне промытых дренированных пород	1а. Слабо минерализованные гидрокарбонатно-натриевые воды в районах развития изверженных пород	Неглубокие грунтовые воды, значительно насыщенные кислородом и местами железом (pH < 7)
$\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{++}$ (Na^+)		X		2. Слабо сульфидные гидрокарбонатно-натриевые воды в районах флишевых пород	2а. Гидрокарбонатно-сульфатные воды более сложного состава	Появление гидрокарбонатов и гидросульфидного иона связано с восстановлением сульфатов микробиологическим путем (pH обычно > 8)
Гидрокарбонатные (с обменом катионов Ca^{++} на Na^+)			X	3. Углекисло-гидрокарбонатно-кальциевые воды, приуроченные к карбонатным свитам (нарзаны Центрального Кавказа)	3а. Углекислые гидрокарбонатно-натриевые воды (типа Боржоми), возникшие в результате обмена катионов Ca^{++} на Na^+ в глинисто-мергельных породах	Высокое содержание железа, свойственное гидрокарбонатно-кальциевым водам. Отмечено присутствие Fe^{++} , As и других элементов, особенно в зонах оруденения (pH < 7 или = 7)
II	X			4. Жесткие грунтовые и поверхностные воды (часто смешанного состава), сульфатно-гидрокарбонатные	4а. Воды с повышенным содержанием натрия и магния (горькие, типа баталинского)	В составе растворенных газов появляется метан
$\text{SO}_4^{--} - \text{Ca}^{++}$ (Na^+)		X		5. Сероводородные сульфатные соды в известняковых массивах Северного Кавказа	5а. Воды сульфатно-натриевые (в результате обмена катионов Ca^{++} на Na^+)	Содержание хлоридов и сероводорода возрастает при приближении к зоне развития третичных отложений
Сульфатные (с обменом катионов Ca^{++} на Na^+)			X	6. Углекислые сульфатно-кальциевые воды (титонской нестроцветной толщи района КМВ)	6а. Углекислые воды сложного состава: гидрокарбонатно-сульфатные, кальцево-магниево-магниево-магний (кисловодский нарзан)	Повышенное содержание железа на участках развития изверженных пород и продуктов их разрушения

Группа вод по химическому составу	Газы			Основной тип	Производный тип и разновидность	Специфические особенности
	воздушного происхождения (группа азота)	бioxимического происхождения (группа метана)	метаморфического происхождения (группа углекислоты)			
III	X			7. Слабо минерализованные азотные термы в туфогенных толщах зоны Малого Кавказа	7а. Азотные термы с повышенным содержанием сульфатов	Гидросульфидные воды с высоким pH > 8—9 (пиренейского типа).
Cl—N (Ca ⁺⁺)		X		8. Погребенные метаморфизованные морские воды с сероводородом в районах нефтяных месторождений (типа Мацесты)	8а. Воды с повышенным содержанием хлористого кальция	Br', J', B, Ba ⁺⁺ , Sr ⁺⁺ и др. В районах нефтяных месторождений наличие в газах тяжелых углеводородов
Хлоридные (с обменом катионов Na ⁺ на Ca ⁺⁺)			X	9. Углекислые гидрокарбонатно-хлоридные воды (типа Ессентуки)	9а. Углекислые воды с повышенным содержанием сульфатов (типа Карлсбад—Исти-Су)	Повышенное содержание Br', J', As, HNO ₂ (бор в сопочных водах и в зоне пневматолитических процессов)

азота, метана, углекислоты). Кроме основных типов, выделяются производные. Для некоторых типов характерно обогащение микроэлементами, изучение которых облегчает корреляцию водоносных комплексов (железо, мышьяк, бром, иод, бор, радиоактивные элементы). Общая концентрация и температура определяются также типом воды.

На основе систематизации и сопоставления данных по тектонике, газонности и гидрогеологии Кавказа автор выделил гидрогеохимические зоны, отражающие закономерности формирования и распространения главнейших генетических типов минеральных вод (см. карту). Границы зон устанавливаются по совокупности всех факторов (геологических, гидрогеохимических и геоморфологических) и не всюду совпадают с границами тектонических элементов. На фоне этой зональности ясно вырисовываются особенности отдельных районов. В пределах районов оконтуриваются месторождения минеральных вод.

Полноценный анализ месторождений возможен только на основе комплексного учета пяти элементов, определяющих тип того или иного месторождения минеральной воды: 1) геологическая структура, 2) геотермика, 3) гидрохимия, 4) газонность, 5) динамика и режим минеральной воды. В условиях сложных структур Кавказа наблюдается эксцентрическое наложение различных свойств.

Например, не всегда наиболее глубокая, теплая минеральная вода — наиболее минерализованная. В зонах крупных тектонических разрывов наблюдается более свободная циркуляция вод и, как следствие, усиленное промывание и появление пресных родников. Минеральные же источники приурочены к боковым трещинам. Напор минеральных вод

создается в областях питания, где распространены пресные воды. В местах разгрузки напорных вод имеют место единые депрессионные воронки для пресных и минеральных вод. Последние подтягиваются в виде своеобразных «языков» из областей напора. Форма границы между минеральными и пресными водами («фронт») зависит от истории развития района, степени дренированности и от состояния эксплуатации вод.

На Кавказе наметилось семь гидрогеохимических зон. В Большом Кавказе наблюдается ясное концентрическое положение зон: в центре зона углекислых вод, далее следуют зоны азотных вод, в составе которых при наличии битумов появляется сероводород, и наконец, весь Большой Кавказ окаймлен поясом метановых вод, приуроченных к третичным отложениям. В Малом Кавказе соотношение между углекислыми водами и азотными термами более сложное, и мы здесь выделили единую зону, подразделенную на подзоны, исходя из более детального анализа отдельных районов.

Между Большим и Малым Кавказом пришлось выделить промежуточную зону порфиритовой юры, бедную минеральными водами, но имеющую свои гидрогеохимические особенности. Поскольку она тесно связана с соседними зонами, она и получила наименование промежуточной [V—VI].

Ниже приводим характеристику каждой из семи выделенных на Кавказе гидрогеохимических зон (см. карту):

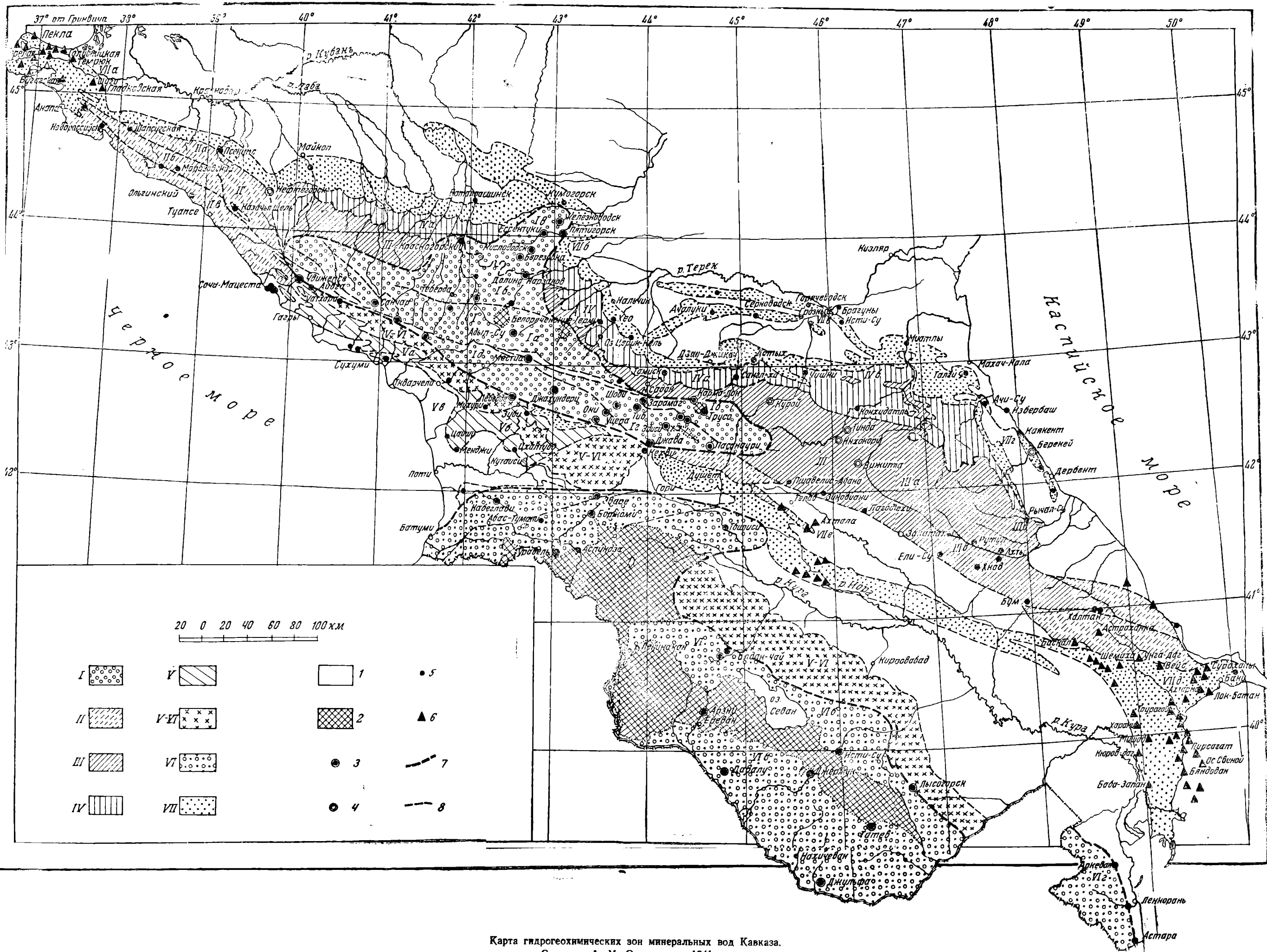
1. Зона углекислых вод Центрального (Большого) Кавказа представляет единое большое месторождение, которое охватывает наиболее приподнятые участки Главного хребта и выступающий к северу массив района КМВ с проявлениями молодой интрузивной деятельности. Следует допустить наличие общей сплошной зоны, насыщенной углекислотой, проявляющейся на глубоко дренированных участках главного и поперечного антиклинориев (вплоть до докембрийского фундамента).

По химическому типу углекислые воды имеют широкий диапазон, начиная от хлоридно-натриевых вод довольно высокой общей минерализации (до 24—25 г/л в источниках Индыш и Юнгешли) до весьма слабо минерализованных (менее 1 г/л) гидрокарбонатно-кальциевых вод (с тем или иным процентом магния), свойственных дренированным и промытым участкам. В районах древних поднятий, отмытых от хлоридов, где в титонское время произошло накопление гипса, появляются сульфатные или сульфатно-гидрокарбонатные воды (кисловодские нарзаны). Наложение третичных отложений с сохранившимся солевым комплексом морского типа на зону углекислых вод вызывает появление хлоридно-гидрокарбонатных вод эссендукского типа. При отсутствии доступа углекислых струй в газовом составе вод этого типа преобладает метан или азот.

В настоящее время в зоне углекислых вод насчитывается 200 групп выходов с общим суммарным дебитом около 50 000 000 л/сутки, из которых меньше всего приходится на долю древних сланцев и гранитов, что указывает на большую роль в формировании ресурсов углекислых вод мезозойских (главным образом известняковых) толщ. Распределение же источников обуславливается геоморфологическими факторами, водообильностью свит и типом геологических структур (а не просто ареальным расположением вокруг неинтрузий). Путем проведения буровых разведочных работ в целом ряде долин, пересекающих зону, можно получить новые выходы, а на участках существующих источников значительно увеличить дебит. Например, в долине р. Терек, на продолжении тектонических разрывов, идущих от горячих углекислых источников Карма-Дон, можно получить путем бурения аналогичные же воды (у ст. Ларс). В районе Кисловодска намечается предел воз-

Химические анализы типичных минеральных источников гидрогеохимических зон Кавказа

Зоны	I			II			III			IV			V			VI			VII					
	Гаралы-Кол (Тебердинский нартан)			Ольгинский (у Туапсе)			Рычал-Су (Дагестан)			Церик-Кель (Голубое озеро в окрестностях Нальчика)			Мацеста Черноморское побережье			Саирме (Грузия, Триалетский хребет)			Грязевая сопка (Ахтала, Кахетия)					
	Докембрийские гранито- гнейсы			Меловой флиш			Юрские глинистые сланцы			Верхнеюрские извест- няки			Меловые известняки			Палеогеновый флиш			Майкоп-Алазанские конгломераты					
Содержание в литре	г	мг-экв	мг-экв %	г	мг-экв	мг-экв %	г	мг-экв	мг-экв %	г	мг-экв	мг-экв %	г	мг-экв	мг-экв %	г	мг-экв	мг-экв %	г	мг-экв	мг-экв %			
Катионы																								
Литий Li ⁺	—	—	—	—	—	—	0,00052	0,07	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Аммоний NH ₄ ⁺	—	—	—	0,0091	0,50	3,4	0,0030	0,22	0,4	—	—	—	0,0092	0,51	0,27	—	—	—	—	—	—	—	—	
Натрий Na ⁺	0,1054	4,57	25,8	0,3238	14,08	95,4	1,2658	55,04	94,3	0,0078	0,3384	1,8	3,3007	143,53	77,13	0,4063	17,65	48,4	5,492	238,26	93,4	—	—	
Калий K ⁺	0,0114	0,29	1,6	0,0020	0,05	0,3	0,0156	0,40	0,7	0,0038	0,0963	0,6	0,1383	3,58	1,90									
Магний Mg ⁺⁺	0,0393	3,23	18,0	0,0011	0,09	0,6	0,0140	1,15	2,0	0,0407	3,340	17,8	0,1657	13,68	7,32	0,0911	7,49	20,5	0,0980	8,05	3,1	—	—	
Кальций Ca ⁺⁺	0,1764	8,82	49,4	0,0009	0,05	0,3	0,0289	1,44	2,4	0,2997	14,985	79,8	0,4988	24,90	13,38	0,2251	11,23	30,8	0,1307	6,52	2,6	—	—	
Алюминий Al ⁺⁺⁺	—	—	—	—	—	—	0,0005	0,06	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Железо Fe ⁺⁺	0,0289	0,95	5,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0091	0,12	0,3	—	—	—	—	—	
Анионы		17,9	100		14,77	100		58,38	100		18,7597	100		186,20	100		36,49	100		255,11	100			
Хлор Cl ⁻	0,1204	3,40	19,0	0,0177	0,50	3,4	0,4843	13,66	23,4	0,0154	0,4344	2,4	6,245	176,11	94,63	0,1384	3,90	10,7	7,666	216,35	84,8	—	—	
Бром Br ⁻	—	—	—	—	—	—	0,0005	0,01	—	—	—	—	0,0273	0,34	0,18	—	—	—	0,045	0,56	0,2	—	—	
Иод I ⁻	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0043	0,23	0,02	—	—	—	0,015	0,13	—	—	—	
Сульфат SO ₄ ⁼⁼	0,0132	0,27	1,6	0,0107	0,22	1,5	0,0004	0,01	—	0,7192	14,9740	79,8	0,0029	0,06	0,03	0,0391	0,81	2,2	0,0088	0,18	—	—	—	
Гидросульфид HS ⁻	—	—	—	0,0031	0,09	0,6	—	—	—	—	—	—	0,0985	2,92	1,58	—	—	—	—	—	—	—	—	
Гидрокарбонат HCO ₃ ⁻	0,8711	14,28	79,4	0,8516	13,96	94,5	2,7209	44,70	76,6	0,2038	3,3410	17,8	0,4081	6,60	3,59	1,9328	31,79	87,1	2,333	38,24	15,0	—	—	
Недиссоциированные молекулы		17,9	100		14,77	100		58,38	100		18,75	100		186,20	100		36,50	100					100	
Кремн. кислота H ₂ SiO ₃	0,0545	—	—	0,0156	—	—	0,0300	—	—	0,0060	—	—	0,0222	—	—	0,078	—	—	0,0317	—	—	—	—	
Борная кислота HBO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0498	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Сероводород H ₂ S	—	—	—	0,0034	—	—	—	—	—	0,0005	—	—	0,1452	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Углекислота свободная CO ₂	—	—	—	0,0075	—	—	0,2165	—	—	0,062	—	—	0,1192	—	—	1,8	—	—	—	—	—	—	—	
				Характеристика свойств по Пальмеру (в%)																				
Первая соленость S ₁	20,6	—	—	4,9	—	—	23,4	—	—	2,4	—	—	79,3	—	—	12,9	—	—	85,0	—	—	—	—	
Вторая соленость S ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	79,8	—	—	15,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Первая щелочность A ₁	6,8	—	—	94,2	—	—	72,1	—	—	—	—	—	—	—	—	35,5	—	—	9,3	—	—	—	—	
Вторая щелочность A ₂	67,4	—	—	0,9	—	—	4,5	—	—	17,8	—	—	5,2	—	—	51,6	—	—	5,7	—	—	—	—	
Третья щелочность A ₃	5,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	100			100			100			100			100			100			100			100		



Карта гидрогеохимических зон минеральных вод Кавказа.

Составил А. М. Овчинников, 1941 г.

Гидрогеохимические зоны:

I—зона углекислых вод Центрального (Большого) Кавказа; II—зона азотных гидросульфатных вод меловых флишевых отложений северо-западного Кавказа; III—зона азотных гидросульфатных вод кристальных известняковых отложений юго-восточного Кавказа; IV—зона сероводородных сульфатных вод мезозойских известняков

Северного Кавказа; V—зона сероводородных хлоридно-натриевых вод известняковых массивов абхазских фаций; V-VI—прибрежная зона юрских порфиритовых толщ; VI—зона углекислых вод и терм Малого Кавказа; VII—периферийный пояс метановых вод.

Районы:

Ia—гранитные массивы Центрального Кавказа; Ib—юрские сланцевые отложения с участками палеозойских пород; Ic—район Кавказских Минеральных вод; Id—известняковые флишевые отложения южного склона Кавказа; Id—юрские сланцевые и порфиритовые отложения.
IIa—полоса флишевых, меловых и третичных отложений северного склона Кавказа; IIб—полоса нижнесидеритовой толщи апта; IIв—флишевые верхнемеловые отложения южного склона Кавказа.
IIIa—центральные районы, бедные минеральными водами; IIIб—юго-восточная часть сланцевой зоны с газопроявлениями; IIIв—южная полоса азотных, гидросульфатно-натриевых терм.
IVa—известняковые массивы Северокавказской моноклинали; IVб—известняковые массивы Дагестана; Va—известняковые массивы с сероводородными водами (в верхних частях пресные карстовые воды); Vб—юго-восточная часть зоны с азотными термами; Vв—участки развития третичных отложений.

VIa—Аджаро-Триалетская система с углекислыми водами в палеогеном флише и азотными термами в вулканогенном комплексе; VIб—северо-карабахская подзона с развитием туфогенных пород; VIв—приараксинская подзона с третичной соленосной толщей; VIг—Талыш—подзона хлоридных терм.
VIIa—Таманский полуостров; VIIб—периферия Северокавказской моноклинали; VIIв—передовые хребты Грознефти; VIIг—район йодо-бромных вод Дагестана; VIIд—Апшеронский полуостров; VIIе—районы нефтепроявлений в Грузии.
1—области развития пресных вод (Северный Кавказ) и минерализованных соленых вод (в степях Закавказья) в четвертичных отложениях; 2—участки четвертичных и третичных эффузий и интрузий; 3—углекислые источники; 4—углекислые источники вне зоны углекислых вод; 5—источники с азотом и метаном; 6—грязевые сопки и вулканы; 7—граница зон углекислых вод; 8—граница зон азотных и метановых вод и районов.

можностей для использования нарзанов смешанного гидрокарбонатно-сульфатного типа, но разведочные работы, которые необходимо развернуть к северу в долине р. Подкумка, вероятно, позволят получить дополнительные новые выходы нарзана.

Наиболее ценные воды типа Ессентуки и Боржоми имеют значительно меньшие дебиты, чем широко распространенные гидрокарбонатные воды типа нарзанов Центрального Кавказа.

II. Зона азотных гидрокарбонатных вод меловых флишевых отложений северо-западного Кавказа, вследствие литологического характера слагающих свит (чередование с определенной ритмичностью глинистых, мергельных и песчаных пород), не является водообильной. Суммарный дебит всех главнейших выходов минеральных вод этой зоны, которых насчитывается около 50—70 на площади около 8 000 км², измеряется величиной около 1 000 000 л/сутки

В флишевой зоне наиболее типичными являются гидрокарбонатно-натриевые слабо сульфидные воды, газированные азотом и метаном. Эти воды лучше всего представителены в подзоне верхнемелового флиша на Черноморском побережье Кавказа от Новороссийска до Сочи (источники Новороссийские, Геленджикский, Ольгинский и др.).

Наложение третичных бассейнов на зону флишевых пород обусловило появление довольно высоко минерализованных хлоридно-натриевых иодо-бромных вод «талассогенного» облика (морского). Чокракско-спиралисовые слои северного склона и нижнемеловая сидеритовая толща осевой части флишевой зоны дают один и тот же тип соленых вод (Соленый Яр в Псекупском районе, Морозовский, Текосский и др.).

При наличии зон растяжения, выраженных диагональными и поперечными разрывами, создаются условия для образования азотно-метановых сульфидных относительно слабо минерализованных терм, проявляющихся на более низких гипсометрических отметках в толще «Горячего Ключа» (Псекупские термы с дебитом 350 000 л/сутки и температурой до 53°C). Соотношение восходящих термальных гидрокарбонатно-натриевых вод меловых флишевых отложений и «засоленной» зоны, связанной с третичным комплексом, обусловило образование промежуточного типа хлоридно-гидрокарбонатно-натриевых вод (Псекупс, Семигорье).

Эти воды в пределах флишевой зоны имеют наибольшее бальнеологическое значение, и есть основание полагать, что буровые работы в полосе Шкелюк — Цице и др. могут вывести новые количества термальных вод типа Псекупс. Хлоридно-натриевые иодобромистые воды высокой минерализации вследствие небольшого дебита (который вряд ли можно значительно увеличить буровыми работами) не имеют большого курортного значения, хотя, конечно, должны быть рационально каптированы и использованы. С нашей точки зрения, они являются показателями возможного наличия майкопских или более молодых битуминозных отложений, запечатанных среди сложной надвиговой структуры флишевой зоны. Это имеет значение с точки зрения поисков новых нефтяных месторождений. Большой интерес в курортных и промышленных целях имеет изучение подземных вод районов нефтяных месторождений Майнефти.

Кроме того, появление углекислых струй в центре нефтяного района восточных площадей Майнефти свидетельствует о наличии глубоких разрывов, связывающих эти участки с зонами молодого метаморфизма.

III. Зона азотных гидрокарбонатных вод юрских сланцевых отложений юго-восточного Кавказа оказалась уже отмытой от морского солевого комплекса и неблагоприятной для развития минеральных вод. Занимаемая площадь (12 000—15 000 км²) бедна минеральными источниками, за исключением южной и юго-восточной части.

Гидрокарбонатно-натриевые (содовые) термы с азотом и повышенной гелиеносностью являются почти единственным типом в пределах зоны юрских сланцев.

Большой интерес представляет полоса термальных вод южного склона Главного хребта. Она имеет протяженность около 350 км и проявляется рядом крупных источников (в зонах разрывов вблизи контакта юрских сланцев и флишевых пород), начиная от Пшевелис-Абано на западе и кончая Халтанскими термами на востоке. Наиболее высокую температуру имеют Халтанские термы — 47°С, далее Ели-Су — 42°С, Бумские — 40,5°С, Пшавелис-Абано — 37°С, Зинобиани — 16°С. Суммарный дебит терм этой полосы определяется в 3 000 000 л/сутки. Повышенное содержание хлоридов, а в газе — метана отмечается для юго-западной части зоны, где появляются своеобразные термальные хлоридно-гидрокарбонатные воды (типа Эмс, но без углекислоты) — Рычал-Су, Ахты и др. Бурение показало, что с глубиной количество хлоридов в воде падает и происходит превращение в типичную для этой зоны гидрокарбонатно-натриевую воду. Наибольшее практическое значение имеют как раз воды смешанного типа, суммарный дебит которых в настоящее время определяется не менее чем в 1 000 000 л/сутки (из которых на долю Рычал-Су приходится суммарно 220 000 л/сутки и на Ахты — 300 000 л/сутки). Проведение буровых работ позволит уточнить вопросы рациональной эксплуатации. Одиночные углекислые струи расположены в наиболее отдаленных районах Дагестана и пока представляют лишь теоретический интерес с точки зрения изучения наиболее восточных проявлений углекислых струй зоны Центрального Кавказа.

IV. Зона сероводородных сульфатных вод мезозойских известняков Северного Кавказа с заключенными в ней относительно водоупорными песчано-глинистыми отложениями (нижнего мела) играет огромную роль в гидрогеологии обширного района. Эта зона протягивается на Северном Кавказе более чем на 700 км при ширине 20—40 км. Гидрогеологическое значение этого комплекса в формировании кавказских минеральных вод и витании подземных вод нефтяных месторождений велико. Особенно ярко водообильность этого комплекса сказывается в полосе сероводородных сульфатных вод, приуроченной к закарстованным известнякам верхней юры, где 12—15 крупных источников дают в сумме около 100 000 000 л/сутки. Одно оз. Цёрик-Кель в Балкарии, представляющее огромную горловину выхода напорной воды, дает 60 000 000—70 000 000 л/сутки, т. е. почти в 1,5 раза больше, чем все углекислые источники I зоны.

По химическому составу воды мощных источников представляют довольно чистый тип сульфатно-кальциевой воды (кальция и сульфатного иона более чем 75 мг-экв. %). Общая минерализация воды около 2 г/л и близка к пределу растворимости сульфата кальция при данных условиях. Максимальное содержание сероводорода (52 мг/л) наблюдается в воде Тамисских источников (Северная Осетия). Содержание хлора наибольшее у Тамисских источников — 150 мг/л (в оз. Цёрик-Кель оно равно 15 мг/л, т. е. в 10 раз меньше). В Шатоевских источниках хлора 295—365 мг/л при содержании сероводорода 22 мг/л. Недостаточность материала по химическим анализам не позволяет подробно проанализировать эти соотношения. Несомненно, что наличие органического материала (например, в юрских битуминозных известняках или в ряде случаев в вышелегающей толще палеогеновых отложений) и большое количество сульфатов при деятельности редуцирующих бактерий обусловило все предпосылки для образования сероводорода. Зависимость увеличения концентрации сероводорода от содержания хлоридов и общей минерализации свидетельствует о том, что формирование H₂S связано с хлоридно-натриевой составляющей этих вод.

Кроме водоносных горизонтов известняков верхней юры и нижнего мела, в вышележащих отложениях отмечены водоносные зоны в аптских песчаниках (под альбскими глинами), с которыми связаны хлоридно-гидрокарбонатные термальные воды (например, в районах станиц Абадзехской и Белореченской у Нальчика). Суммарный дебит их измеряется сотнями тысяч литров в сутки.

Верхнемеловой водоносный горизонт имеет большое значение в гидрогеологии северной части района КМВ, где он принимает участие в формировании таких известных минеральных источников, как ессентукские, пятигорские, железноводские. Всюду с верхнемеловыми известняками в районе КМВ, Северной Осетии, Дагестана и т. д. связаны выходы пресных гидрокарбонатно-кальциевых родников, используемых для водоснабжения. Там, где верхнемеловые известняки погружены под покров третичных отложений, особенно в восточном Кавказе, всюду в них можно встретить хлоридно-натриевые воды с довольно высоким содержанием сероводорода (Датых, Чишки, Талги).

Для более углубленного гидрогеологического изучения требуется проведение специальной разведки в Чишках и Датыхе с интерпретацией всего накопленного материала при бурении на нефть. Одновременно требуется уделить внимание проблеме генезиса соленых вод Конхидатля, которые, с нашей точки зрения, не могут быть связаны с более глубоко залегающими горизонтами палеозоя, как это некоторые допускают. Наличие сероводородных сульфатных источников в долине р. Ары-Дона (Тамиск) и в долине р. Ассы (Сангл-Хи) в одной полосе свидетельствует о том, что путем бурения подобная же вода может быть получена (в случае необходимости) в широкой долине р. Терека у ст. Балта-Редант по Военно-Грузинской дороге (в настоящее время здесь известны пресные Фетхусские родники, используемые для водоснабжения г. Орджоникидзе).

V. Зона сероводородных хлоридно-натриевых вод известняковых массивов абхазских фаций является основным коллектором на Кавказе для вод мацестинского типа. Последний представляет собой относительно слабо метаморфизованные воды морского типа (почти бессульфатные), газифицирующие азотом с метаном и сероводородом. Во всех выходах отмечается однотипная хлоридно-натриевая вода, разбавленная в той или иной пропорции пресными гидрокарбонатно-кальциевыми водами.

По условиям циркуляции мацестинские воды представляют собой пластово-трещинные воды, причем водообильные зоны связаны с тектоническими разрывами. Разгрузка вод происходит в местах периклинального погружения выступающих закарстованных известняковых массивов, где они окаймляются более водоупорными толщами.

Температура вод мацестинского типа (не выше 30°C) объясняется циркуляцией в пластово-трещинном известняковом комплексе.

Изучение распределения напоров в мацестинских водах указывает на то, что прямая взаимосвязь между водоносным горизонтом и Черным морем отсутствует. К югу от Мацесты известняковый массив прикрыт мощной толщей водоупорных третичных отложений, уходящих под уровень Черного моря. В Гагринском же известняковом массиве, частично срезанном морем, в настоящее время в силу большого напора пресных вод суши происходит интенсивное промывание известняков и появление пресных восходящих субмаринных источников.

Общая площадь распространения известнякового комплекса зоны абхазских фаций обширна (около 8000 км²). Несмотря на то, что на этой площади насчитывается всего 9 групп выходов, общий суммарный дебит сероводородных вод на данной стадии изучения определяется в 11 000 000 л/сутки. Из них 10 000 000 л/сутки приходится на Сочи-Ма-

цестинское месторождение, являющееся одним из богатейших в мире, в 500 000 л/сутки — на наиболее южное Менджинское месторождение. По мере подъема известнякового комплекса к юго-востоку, к порфири-товому массиву Окрибы и далее к Дзирульскому массиву, происходят некоторые фациальные изменения и отмывание его от хлоридно-натриевых вод. В результате на участках горловин молодой интрузивной деятельности, где ургонские известняки прикрыты мергелями, наблюдается разгрузка больших масс термальной воды Цхалтубо с дебитом около 22 000 000 л/сутки, газирующей азотом.

Воды третичных отложений зоны абхазских фаций мало дебитны и большого практического значения не имеют. Они делятся на два типа: слабо сульфидные гидрокарбонатно-натриевые воды, развитые в палеогеновых отложениях Сочи-Мацестинского района, и метановые хлоридно-натриевые воды (с бромом) неогеновых отложений (Звандрипш и др.).

Первоочередными задачами для зоны абхазских фаций является завершение гидрогеологических работ в Сочи-Мацеста, Цхалтубо, Менджи и на Петропавловских источниках и устройство рационального каптажа. Однако следует учитывать недостаточную разведанность нижней известняковой толщи (верхняя юра-неоком) в глубину. С другой стороны, Сочи-Мацестинское месторождение недостаточно разведано по площади к северо-западу в долине р. Сочинки (Новые Сочи), где необходима проходка скважины на продолжении Ахунской антиклинали.

Есть основание рассчитывать на получение путем бурения сероводородных вод непосредственно в районе курорта Новый Афон (Псырцха).

Вопрос о возможности получения сероводородных вод в районе Сухуми — Венецианские источники не может еще считаться окончательно решенным, хотя шансов дать хороший практический эффект здесь мало. Для правильного заложения скважин прежде всего необходимо детальное геологическое и гидрогеологическое изучение всей антиклинали Бырц — Гвард.

В Менджи известняки палеоцена подстилаются туфогенной сеноманской толщей, которая является относительным водоупором. В нижней части разреза Мингрельской синклинали зоны абхазских фаций большое гидрогеологическое значение имеют ургонские известняки, но ни они, ни подстилающие отложения готерива и валанжина, ни красноватый титон не дают хлоридно-натриевых вод. Учитывая сравнительно невысокую температуру (до 21°C), допускать проникновение вод Менджи из еще больших глубин нет никаких оснований.

V—VI. Промежуточная зона юрской порфиритовой толщ и, несмотря на свое сложное положение между другими зонами и сравнительно слабую водообильность, заключает в себе ряд своеобразных минеральных вод, не встречающихся в других зонах. Более широко распространенным типом являются слабо сульфидные термальные воды: Казачья щель — Аибга — Ткварчели. Они имеют незначительную минерализацию — менее 1 г/л. По химическому составу наблюдается модификация от гидрокарбонатно-натриевых, через сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридные, до почти чистых хлоридно-натриевых вод.

Максимальное содержание хлоридов отмечено для воды Аибги № 3 — 315 мг/л, для Ткварчели — 98,5 мг/л и для Казачьей щели № 2 — 92 мг/л. Отдельные выходы, обладая ничтожным дебитом, имеют неустойчивый химический состав. Общий суммарный дебит источников северо-западной части (примерно от Туапсе до Чали, т. е. на протяжении 250 км) около 1 000 000 л/сутки, из которых на долю Ткварчельских терм приходится более 70%. Эти термы имеют и максимальную температуру (35,6°C) вследствие более глубокой циркуляции воды по трещинам и сбросам интрузивной породы. Температура остальных выходов близка или не на много превышает температуру воздуха.

Слабо сульфидные источники приобрели популярность у местного населения и заслуживают того, чтобы наладить их рациональную эксплуатацию. В районе айбгинских вод следует обратить внимание на участок источника № 2 (Миндолин). В Ткварчели буровая скважина, давшая термальную воду, должна быть превращена в эксплуатационную с необходимыми приспособлениями для использования и контроля.

Отдельные выходы порфиритовой юры среди зоны мацестинских вод являются водоупором, и к ним не приурочено ни одного минерального источника.

Детального изучения заслуживает полоса хлоридно-кальциевых вод Гумуриши — Скури — Мухури, протягивающаяся на 40—50 км (у границы Абхазии и Мингрелии). Если учесть, что источник Кехви (Южная Осетия) такого же типа расположен в 150 км от Мухури, возникает предположение о региональном распространении хлоридно-кальциевых (с тем или иным процентом натрия) вод и о возможности встретить их еще в ряде промежуточных пунктов.

Кстати подчеркнем некоторое сходство по типу хлоридно-кальциевых вод Грузии с термами Талыша.

Суммарный дебит высококонцентрированных хлоридно-кальциевых вод при современном состоянии выходов незначителен, но если учесть хорошие результаты работ в Скури, то на данной стадии исследования его можно оценивать в 200 000 л/сутки (с учетом вод невысоких концентраций). Несомненно, проведение гидрогеологических и разведочных работ может позволить увеличить дебит воды и установить более точное соотношение между водами с различной концентрацией хлористого кальция.

Особое место занимают мышьяковые воды Зуби, связанные с корой выветривания порфиритовой толщи (на контакте с пестроцветной толщей). Свообразные условия минерализации вод заставляют обратить внимание на необходимость устройства рационального поверхностного каптажа, так как углубление в порфиритовую толщу буровыми скважинами даст, вероятно, уже другой тип воды.

В Азербайджанской подзоне разведочные работы следует провести на углекислых источниках на участке Кедабекского рудного месторождения.

VI. Зона углекислых вод и терм Малого Кавказа отличается от I зоны углекислых вод Центрального (Большого) Кавказа тем, что в ней, кроме углекислых вод, получают большое развитие азотные термы. Распространение тех и других не контролируется ареалом около молодых эффузий, чрезвычайно широко развитых в Малом Кавказе, а подчиняется определенным структурным и стратиграфическим закономерностям, особенно ярко выраженным в Аджаро-Триалетской системе. Углекислые гидрокарбонатные воды связаны с карбонатными флишевыми толщами верхнего мела и палеогена, азотные сульфатно-хлоридные термы с температурой не выше 50°С приурочены исключительно к туфогенной толще эоцена.

Вышележащая толща глинистых и соленосных отложений верхнего эоцена, олигоцена, а частично и неогена, обуславливает появление хлоридно-натриевых вод, местами богатых мышьяком, бором, литием и др. Подобные воды проявляются как по трещинам коренных пород (Джультфа), так и под покровом четвертичных лав в виде сплошных минерализованных и насыщенных углекислотой потоков (Арзни). Целая серия углекислых вод Севано-Карабахской подзоны пробивается на поверхность через толщу туфогенных нагромождений. Особое внимание здесь привлекает участок сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатных терм карлсбадского типа с температурой до 58°С (Исти-Су и на р. Тергер в Азербайджане и Исти-Су в верховьях р. Арпа-Чай в Армении — «Джермук»),

суммарный дебит которых превышает уже в настоящий момент 2 000 000 *л/сутки*.

Несколько изолированно располагается полоса хлоридно-кальциево-натриевых терм Талыша с многомиллионным дебитом, вытянутая по линии меридиональных крупных разрывов. Термы эти имеют и максимальную для VI зоны температуру, достигающую 64°C.

Условия формирования химического состава терм Талыша, вероятно, сходны с теми, которые имелись в полосе хлоридно-кальциевых вод промежуточной зоны (V—VI).

Важным отличием зоны Малого Кавказа от I зоны Большого Кавказа является то, что Малый Кавказ (главным образом Аджаро-Триалетская система) является природным резервуаром углекисло-гидрокарбонатно-натриевых вод типа Боржоми, суммарный дебит которых только в центральной части Аджаро-Триалетской системы приближается к 400 000—500 000 *л/сутки*. Если же учесть месторождения Набеглави, Саирмэ, Блдан-Чай, могущие дать каждое не менее 100 000 *л/сутки*, величина дебита вод типа Боржоми будет значительно больше (около 1 000 000 *л/сутки*). Обращает также внимание наличие в отдельных пунктах углекислых гидрокарбонатных вод с повышенным содержанием магния (Лысогорские, Уравели, Цагвери и др.).

Весьма ценные углекислые гидрокарбонатно-хлоридные воды типа Ессентуки образуют целую гамму, начиная от вод с высоким содержанием хлоридов натрия (например Су-Ар) и кончая водами, приближающимися к типу Боржоми (например Ткемловани). Они проявляются в сложных тектонических условиях среди вод других типов, часто в крайних частях подзон (например Зваре к северу от Боржоми, Вайхыр у Нахичевани). Их дебит меньше, чем дебит вод других типов. Например, для Аджаро-Триалетской системы, протягивающейся от Батуми до Тбилиси почти на 300 км, суммарный дебит хлоридно-гидрокарбонатных вод оценивается в 200 000 *л/сутки*, в то время как воды типа Боржоми — Цагвери имеют дебит в несколько раз больший, а азотные термы дают около 5 000 000 *л/сутки*.

Отсюда вытекают практические задачи изучения и дальнейшей разведки зоны Малого Кавказа. Наряду с завершением работ в Боржоми, Саирмэ, Набеглави, Арзни, Джульфе и др. и устройством рационального каптажа, нарисованная нами картина позволяет дать прогноз в отношении возможности получения новых выходов боржомской воды путем бурения в осевой части складки в Абас-Тумани в долине р. Куры у Квишхети и даже не исключена возможность встретить углекислую воду в районе Тбилиси. Однако следует подчеркнуть, что наилучшая комбинация различных типов вод имеется в Боржомском районе, и здесь есть основания создать мощный, удобный для быстрого освоения, лечебный и промышленный комбинат (для розлива и экспорта). Воды карлсбадского типа разведаны еще весьма слабо, и им следует уделить большее внимание. Южные краевые части зоны должны изучаться с учетом имеющегося материала по более центральным частям альпийской системы, проходящим в Турции и Иране.

VII. Периферийный пояс метановых вод охватывает весь Большой Кавказ, общим протяжением более 2000 км, за исключением небольшого промежутка на Черноморском побережье. Этот перерыв (длиной 400—500 м) является кажущимся, так как при детальном рассмотрении материала метановые воды морского габитуса можно обнаружить здесь в ряде пунктов (Звандрипш, Падгу, Урта и др.). Кроме того, нельзя забывать наложения геохимических условий третичных бассейнов на более древние комплексы. Появление хлоридно-натриевых (соленых) вод в пределах флишевой зоны северо-западного Кавказа (II зона), в известняковых комплексах Северного Кавказа (IV зона) и

абхазских фаций (V зона) есть результат такого взаимоотношения зон. Флишевые меловые отложения имеются в поясе метановых вод в Кахетии и Азербайджане, что усложняет гидрогеохимическую картину.

Таким образом, в поясе метановых вод заключены почти все типы вод, известные на Кавказе. Тесная связь их с нефтяными месторождениями и разнообразие типов свидетельствуют о большом гидрогеохимическом значении, которое они представляют с точки зрения разрешения основных вопросов генезиса минеральных вод Кавказа. Воды нефтяных месторождений должны являться предметом особого рассмотрения, и в нашей работе мы их осветили попутно для полноты представлений о распространении минеральных вод на Кавказе.

Мы не могли исключить из внимания грязевые сопки и вулканы, которые представляют собой не что иное как результат проявления своеобразных гидрогеологических условий. Генезис грязевых вулканов и сопок объясняется разгрузкой напорных артезианских вод при наличии глинистого материала, который приобретает плывучесть под влиянием гидродинамического давления. Следовательно, для возникновения их необходимы благоприятные тектонические предпосылки (перетирание материала, создание водообильных зон с определенным типом подземных вод, богатым натрием, наличие областей питания вод, связанных с разрывами и т. д.) и нефтегазовая деятельность.

Исходя из всего этого, подземные воды районов грязевого вулканизма не отделимы от остальных вод пояса метановых вод Кавказа.

Общим законом для подземных вод в пределах рассматриваемого пояса является хорошо выраженная вертикальная зональность, несколько нарушаемая местными тектоническими и геоморфологическими условиями. Вверху залегают сравнительно высоко минерализованные соленые (хлоридно-натриевые и хлоридно-натриево-кальциевые) воды, газифицирующиеся метаном. Ниже мы имеем зону вод сложного состава (хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатных или гидрокарбонатно-хлоридных) и, наконец, внизу слабо минерализованные гидрокарбонатно-натриевые воды, иногда с повышенным содержанием хлоридов (щелочные). В газовом составе последнего типа преобладает азот. Эта зональность отражает более благоприятные условия попадания поверхностных пресных вод в нижние горизонты и их дальнейшую разгрузку в поясе метановых вод.

В тех случаях, когда имеется свободный доступ воды на поверхность по крупным разрывам или пористым пластам, воды нижних зон проявляются на поверхности в виде слабо минерализованных горячих источников (термы Грознефти).

При отсутствии свободной разгрузки и вековом концентрировании хлоридно-натриевых вод морского типа создались в подстилающих известняках большие месторождения иодо-бромных вод (Дагестан).

Микробиологические процессы восстановления сульфатов привели в ряде случаев к образованию вод с высокой концентрацией сероводорода (Талги, Сураханы). В районе Талги (Дагестан), несомненно, сказывается влияние сульфатных вод верхнеюрского комплекса, и есть основание полагать, что та исключительно высокая концентрация сероводорода, которая наблюдается сейчас в Талги (почти до 500 мг/л), имеется только в определенной зоне у контакта третичных и верхнемеловых пород.

Метановые воды периферического пояса образуют единую гидродинамическую систему с нефтяными залежами, и эксплуатация последних сразу сказывается на пьезометрическом уровне, т. е. та или иная количественная оценка дебита их пока представляет большие затруднения.

В пределах всего пояса нами было учтено около 200 групп главных выходов с суммарным дебитом, измеряемым десятками миллионов литров в сутки. Видимая же ширина пояса различна и колеблется от 25—30 км в Западном Кавказе и Дагестане до 100 км и более в бас-

сейне Терека и на Апшероне. В действительности она значительно больше, так как охватывает прилегающие территории впадин, сливаясь с окружающими Кавказ районами.

Практические задачи связаны с вопросами совместной рациональной эксплуатации нефти и воды, более углубленного гидрогеохимического изучения вод как сырья для иодо-бромной и содовой промышленности и базы для курортного строительства. Эти задачи могут быть в значительной мере разрешены путем организации образцовых гидрогеологических наблюдений на каждой новой скважине, бурящейся на нефть.

Нарисованная выше картина зональности минеральных вод Кавказа ставит вопрос о некотором пересмотре представлений о тектонике Кавказа. Все имеющиеся схемы тектоники Кавказа построены в основном линейно, стремясь подчинить общее направление складчатости Кавказа идеальному простираию альпийской зоны. В них не находит отражения глыбовый характер деформаций Кавказа, свойственный краевым частям платформ, наличие диагонально-ступенчатых разрывов и крупных меридиональных поперечных нарушений, повидимому, связанных с проявлением варисских блоков. Обрамление зоны альпийской складчатости в Кавказском секторе отличается резкой сдвинутостью по сравнению с соседними участками. Будучи передовым горным массивом в системе альпийской складчатости, Кавказ ограничен с двух сторон поперечными депрессиями, повидимому, являющимися крупными зонами сдвигов. Последнее обстоятельство может служить объяснением тех затруднений, которые возникают при попытках найти прямое продолжение Кавказа к востоку и к западу. Кавказ — исключительное явление в альпийской зоне. Не случайно по ассоциации минеральных вод Кавказ скорее похож на варисскую платформу средней Европы, разбитую на блоки в эпоху альпийской складчатости и прорванную молодыми интрузиями и эффузиями (Центральное плато Франции, Рейнская область, Богемский массив). С гидрогеологической точки зрения диагональные и поперечные зоны тектонических деформаций, являясь зонами растяжений, обычно наиболее водообильны (Кавказские Минеральные воды, Мацеста, Псекупс, Дагестан и др.).

Проделанная работа представляет собой первую попытку дать единую стройную картину распространения минеральных вод на Кавказе на основе синтеза материала по геотектонике, гидрогеологии и геохимии. Она выявила недостаточную разработанность целого ряда вопросов и слабую гидрогеологическую изученность некоторых районов Кавказа, а также большой разрыв в работах по геологии и гидрогеологии Кавказа, который еще предстоит заполнить. Но вместе с тем стало отчетливым то положение, что правильная оценка подземных вод может дать важные указания не только об их практическом использовании, но и об особенностях геологических структур и о заключенных в них полезных ископаемых.

В заключение приведем общий сугубо ориентировочный подсчет гидроминеральных ресурсов Кавказа (в млн. *л/сутки*): I зона—50, II зона—1, III зона—5, IV зона—100, V зона—35, VI зона—14.

Таким образом, только шесть зон, не считая пояса метановых вод, дают около 200 000 000 *л/сутки*, если же учесть то, что часть воды разгружается под покровом четвертичных отложений, суммарный дебит возрастет почти до $\frac{1}{4}$ млрд. *л/сутки* (250 000 *м³/сутки*). Учет вод пояса нефтяных месторождений, вероятно, увеличит приведенные мной цифры и еще более уточнит их. Все это лишний раз иллюстрирует исключительное богатство Кавказа минеральными водами и открывает перед гидрогеологами, гидрохимиками и бальнеологами заманчивые перспективы их дальнейшего изучения и освоения.

С. Д. ЛЕВИНА

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПРИРОДНО-ЛЕГИРОВАННЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД АККЕРМАНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Аккермановское месторождение природно-легированных железных руд входит существенной составной частью в железорудную базу Орско-Халиловского района.

В геологическом отношении Аккермановское месторождение приурочено к нижнеюрским (хайбуллинская свита) континентальным отложениям Южного Урала. Железные руды, представленные глинисто-гидрогетитовыми охристыми, марганцовисто-глинисто-гидрогетитовыми натечными и кремнисто-гидрогетитовыми конгломератовыми разностями, залегают на неровно размытой закарстованной поверхности визейских известняков, покрываясь песками и глинами.

Изучение геологии западной части Аккермановского месторождения проводилось автором в течение 1939—1940 гг. За последние годы продолжавшаяся разведка Аккермановского месторождения выявила в восточной его части дополнительные площади оруденения, однако, западная его часть до настоящего времени продолжает представлять наибольший промышленный интерес.

В настоящей работе излагаются результаты исследования вещественного состава руд западной части Аккермановского месторождения. Термические, рентгеновские и химические анализы минерального вещества руды производились в лабораториях Всесоюзного института минерального сырья.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ

Минералогический состав аккермановских природно-легированных железных руд складывается в основном из четырех групп минералов:

- 1) минералы группы окиси-гидроокиси железа;
- 2) марганцевые минералы;
- 3) минералы группы алюмокремневых кислот;
- 4) минералы свободной кремнекислоты.

Выделение мономинеральных агрегатов или их концентратов для исследования различных минеральных групп производилось разными способами.

Отбор минералов группы окиси-гидроокиси железа производился вручную. Изучение велось методами микроскопического, химического и термического анализов. Основой для диагностики являлись физические свойства и микроскопические данные, контролируемые термическими анализами.

Выделение марганцевых минералов производилось также преимущественно ручной отборкой. Попытки применения центрифугирования для отделения псиломеланов от глинистых фракций охристых руд не дали положительных результатов; взаимопроникновение псиломелана и глины было настолько тесным, что глинистые минералы, вместе с псиломеланами, уходили в фракцию с удельным весом $> 2,9$.

Для классификации марганцевых минералов основными критериями служили, помимо физических свойств, рентгенографические данные и кривые нагревания. Минераграфическое исследование могло быть использовано только в целях структурной характеристики.

С наибольшими трудностями мы столкнулись при изучении глинистых минералов, так как эти последние обособленно от охристого гидрогетита или от псиломеланов в месторождении почти не встречаются.

Концентраты глинистых минералов, входящих в состав руд, были получены путем отмучивания. Отмученные фракции, помимо глинистых минералов, содержали значительное количество охристого гидрогетита, затруднявшего оптическое изучение и определение химического состава.

Попытки фракционирования этой смеси с целью отделения окислов железа на центрифуге не дали положительных результатов.

Удаление свободных окислов железа методом соляно-кислой вытяжки (5%-ной HCl при кипячении в течение 5 минут) дало положительные результаты в смысле обесцвечивания. Но, благодаря растворимости самих глинистых минералов, природный состав их нарушался и точного отражения его в анализах остатков от соляно-кислых вытяжек не получалось. Это обстоятельство заставило нас искать более деликатных способов удаления свободных гидроокислов железа.

Рекомендованный Дроздовым и Труогом [29] метод удаления окислов железа, покрывающих зерна минерала, казалось, в наибольшей степени удовлетворял тем условиям, чтобы силикаты или алюмосиликаты породы, подвергающиеся обработке, и входящее в их состав железо не затрагивались разложением или растворением. Сущность методики вкратце сводится к следующему: свободные окислы железа в щелочной водной среде, насыщенной сероводородом, восстанавливаются и переходят в сульфиды железа. Последние, выпадая в виде аморфного осадка, легко растворяются слабыми концентрациями соляной кислоты и железа, в виде хлорида, переводится в раствор.

Нами были проведены опыты с двумя навесками.

Первой была взята навеска порошка глинистой фракции руды 200 мг. Она помещалась в склянку с притертой пробкой и заливалась 500 см³ дистиллированной воды. Получившаяся глинистая суспензия ставилась на 20 минут под ток сероводорода, после чего к ней прибавлялось 5 см³ аммиака, пробка плотно притиралась, и склянка ставилась на механическую болтушку на 1 час. По истечении часа в склянку прибавлялось от 5 до 10 см³ HCl с удельным весом 1,12 (до исчезновения черного цвета суспензии). Суспензия перемешивалась и после непродолжительного отстаивания фильтровалась. Отфильтрованный осадок сначала промывался 0,05 нормальной HCl , затем дистиллированной водой, до исчезновения в фильтрате реакции на ион хлора. При такой обработке в фильтрате остается свободная сера, которую авторы метода [30] предлагают удалять смесью одной части сероуглерода и двух частей спирта. Мы, по техническим причинам, серу из остатка не удаляли. Для навески 200 мг сероводородная обработка производилась дважды.

Ниже приводим химические анализы фильтратов при двукратной обработке навески в 200 мг (табл. 1).

Исходное содержание Fe_2O_3 в % к навеске	№ образца	№ фильтрата	Содержание в фильтратах в % к навеске			
			NiO	Fe_2O_3	Al_2O_3	Сумма
37,4	137=5	1	Не обнар.	5,0	Не обнар.	} 20,0
		2	" "	15,0	" "	
37,4	137=6	1	" "	7,5	" "	} 19,5
		2	" "	12,0	" "	

Приведенная таблица показывает, что извлечение железа составляет $\approx 55\%$ в обоих образцах.

Следующий опыт был проведен с навеской в 1 г породы при совершенно аналогичных условиях, но с той разницей, что для достижения осветления, равноценного получаемому для навески 200 мг после двукратной обработки, сероводородную и всю последующую обработку нужно было провести три раза.

Химические анализы фильтратов при трехкратной обработке однограммовой навески приведены в табл. 2.

Таблица 2

Исходное содержание в % к навеске	№ образца	№ фильтрата	Содержание в фильтратах в % к навеске	
			$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	сумма
Fe_2O_3				$Al_2O_3 + Fe_2O_3$
37,4	137=5	1	19,83	} 33,51
		2	6,29	
		3	7,39	
37,4	137=6	1	10,34	} 26,81
		2	5,11	
		3	11,36	

К сожалению, в этих фильтратах ошибочно вместо алюминия и железа была определена сумма полуторных окислов ($Fe_2O_3 + Al_2O_3$). Для ориентировки был проанализирован суммарный фильтрат после трех обработок, причем отношение $Fe_2O_3 : Al_2O_3$ в этих фильтратах оказалось равным для обр. № 137 = 5—6,25 : 1, а для обр. № 137 = 6—8 : 1. Учитывая это, можно считать, что извлечение железа по данным табл. 2 достигает 70—75%. Одновременно извлекается и никель в количестве 29—30%.

Извлечение железа привело к осветлению породы, когда она стала доступной для микроскопического исследования. Это позволило рассчитывать, что при такой обработке в глинистых фракциях руд останутся глинистые минералы с очень незначительной примесью свободных окислов железа, которые можно будет анализировать с целью выяснения минералогической природы глинистого вещества.

В результате обработки по описанному методу ряда однограммовых навесок был накоплен нерастворимый остаток и проанализирован. Результаты химических анализов, пересчитанные на прокаленный остаток, сведены в табл. 3.

№ образца	Содержание в %						сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	
137=5	43,5	0,84	19,55	30,15	3,42	0,08	97,54
137=6	50,0	0,75	21,10	24,10	3,92	0,07	99,84

Точного баланса данных табл. 3 с данными анализов фильтратов (см. табл. 1 и 2) сделать нельзя, так как нерастворимый остаток был накоплен из ряда однограммовых навесок, в то время как фильтраты взяты лишь из одной навески. Результаты расходятся с данными анализов фильтратов, очевидно, вследствие расхождений в условиях обработки, не поддающихся простому контролю. Содержание железа в анализах прокаленного остатка по сравнению с содержанием железа в исходном материале обнаруживает недостаточное очищение глинистых минералов от свободных окислов железа. Очевидно, методика требует дальнейшего усовершенствования для более эффективного ее применения в случае смеси свободных окислов железа с глинистыми минералами. Недостаток времени не позволил нам продолжить разработку этой методики.

В конечном счете для диагностики глинистых минералов принимались следующие данные: 1) микроскопический облик и показатель преломления, определенные из шлифа и препаратов иммерсионным методом; 2) данные о растворимости отмученных глинистых фракций руд; 3) рентгенограммы, полученные из однородных выделений глинистых минералов, отобранных вручную; 4) кривые нагревания отмученных глинистых фракций руд и отобранных вручную глинистых минералов; 5) химические анализы отобранных вручную глинистых минералов, отмученных глинистых фракций руд, нерастворимых остатков после солянокислых и сероводородных вытяжек, пересчитанных на гидросиликатный остаток. Сопоставление всех этих данных позволило определить номенклатуру глинистых минералов, входящих в состав аккермановских железных руд, с различной степенью точности для разных минеральных видов.

Для всех минеральных групп, слагающих аккермановские железные руды, термический анализ методом кривых нагревания производился дифференциальным способом. В качестве нейтрального вещества употреблялась прокаленная до 1100° MgO. Скорость нагревания была ~12°С в час. Кривые нагревания автоматически фотографировались при помощи зеркальных гальванометров на аппарате Саладин.

Рентгенометрическое исследование производилось по методу Дебая—Шерера. Съемка дебаеграмм велась в камерах диаметром 57,3 мм фильтрованным железоизлучением, причем диаметр столбика, сделанного при помощи капилляра, был равен 1,0 мм. Экспозиции колебались от 65 до 275 мА·ч при максимальном напряжении в 35 кв. Дебаеграммы промерялись на компараторе с точностью до 0,05 мм или же линейкой с точностью до 0,1 мм.

Результаты расчетов сведены в таблицы в виде значения межплоскостных расстояний d (hkl).

Интенсивность (I) оценивалась на-глаз по пятиступенной шкале: очень сильная, сильная, средняя, слабая, очень слабая.

Относительно четвертой группы минералов, слагающих аккермановские железные руды — минералов свободной кремнекислоты, а также аксессуаров, следует отметить, что диагностика их проводилась на основании определения физических свойств и микроскопического изучения с применением иммерсионной методики.

МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ОКИСИ-ГИДРООКИСИ ЖЕЛЕЗА

Последняя сводка по вопросам классификации и номенклатуры минералов группы окиси-гидроокиси железа приведена в работе Б. П. Кротова [12]. В этой же работе предлагаются классификация и номенклатура, основанные на последних физико-химических и рентгенометрических исследованиях минералов этой группы. В дальнейшем изложении мы и будем придерживаться установленной Б. П. Кротовым номенклатуры.

Гидрогетит. Разные виды гидрогетита представляют собой группу наиболее распространенных минералов, встречающихся во всех горизонтах рудного тела (фиг. 1), во всех фракциях механического состава руд.

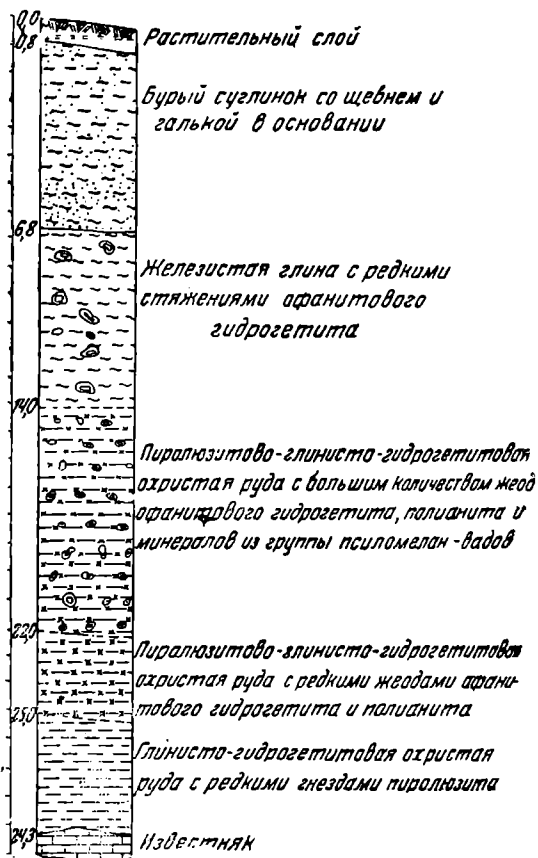
Охристый гидрогетит является основным рудообразующим минералом. Он распространен преимущественно в рудах охристого типа, сообщая им свои специфические свойства—ржаво-бурый цвет различных оттенков, способность сильно пачкаться и охотно поглощать влагу.

Макроскопически он устанавливается в двух видах: 1) в виде мельчайших (алевритовых) кластических зерен, имеющих обычно угловатые, реже угловато-окатанные формы и 2) в виде прожилков, неправильных участков и пленок на глинистой массе руды. Иногда охристый гидрогетит образуется при разрушении афанитового гидрогетита. Оптическое свойство его обычные — микрочешуйчатые агрегаты со слабо проявленной анизотропией и аномальной интерференционной окраской.

Под микроскопом в охристом гидрогетите довольно часто можно заметить сгустки оптически недействительного эренвертита, желтовато-бурого в проходящем свете, с типичными трещинками усыхания.

Несмотря на широкое распространение, охристый гидрогетит вследствие специфического физического состояния и тесного взаимопроникновения с глинистыми минералами в чистом виде (для исследования) отделить не удалось.

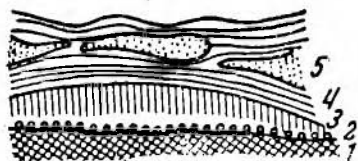
Для характеристики химического состава охристых гидрогетитов можно привести валовой анализ глинисто-гидрогетитовой охристой руды (табл. 4) с повышенным, против среднего, содержанием охристого гидрогетита.



Фиг. 1. Дудка № 50.

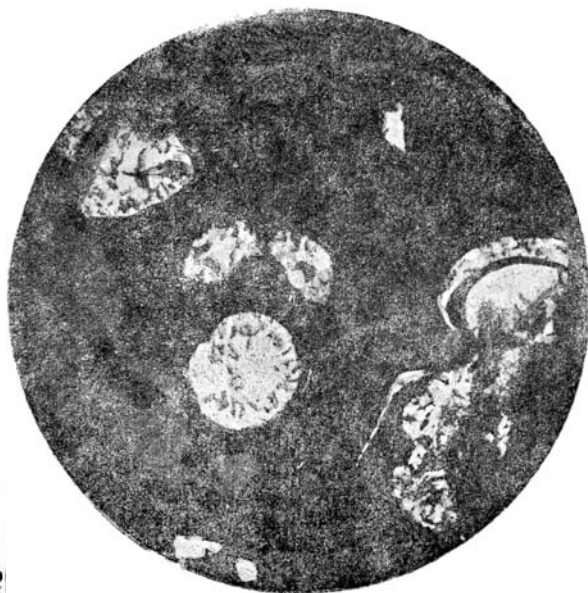
Компоненты	Весовые проценты	Эквиваленты молекулярных количеств $\times 1000$
SiO ₂	9,56	160
TiO ₂	0,35	
Al ₂ O ₃	0,05	39
Cr ₂ O ₃	0,40	
Fe ₂ O ₃	65,75	410
MgO	1,18	29
CaO	1,22	22
MnO	2,22	31
NiO	0,95	
CoO	0,11	
S	0,05	
P ₂ O ₅	0,54	
CO ₂	0,31	
O	Не опред.	
H ₂ O+	10,15	640
H ₂ O-	2,72	159
	99,56	

Для расчета гидратации Fe₂O₃ кремнезем, глинозем, окись магния и кальция увязываются в молекулу монтмориллонита (20%) с соответствующим количеством воды (эквимолекулярное количество — 210). Оставшаяся вода (эквимолекулярное количество—580) относится к Fe₂O₃, гидратация которого оказывается приблизительно равной 1,45. Расчет приближенный, но достаточно ясно иллюстрирующий высокую степень гидратации охристых форм гидрогетита.



Фиг. 2. Строение жеоды.

1—гидрогетит плотный; 2—сидерит; 3—гребенчатый кварц; 4—халцедон; 5—пад.

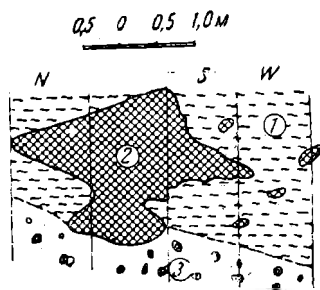
Фиг. 3. Микрожеоды кварца в гидрогетите. $\times 80$.

Плотный криптокристаллический гидрогетит представляет собой афанитовую породу коричневато-бурого или темнокоричневого цвета. Твердость около 4; удельный вес 4,08; черта желтовато-бурая; блеск матовый. Плотный гидрогетит слагает жеоды как чисто гидрогетитовые, так и гидрогетитово-пирролизитовые; в обоих случаях присутствует во внешней части жеоды (фиг. 2). Здесь он обыч-

но представляет собой почти мономинеральный агрегат, но иногда бывает в тонком проращении с кварцем и опалом (фиг. 3). Второй формой выделения афанитового гидрогетита являются прожилки и гнезда весьма неправильных форм (фиг. 4). В гнездах плотный гидрогетит разбит на остроугольные кусочки (фиг. 5), в некоторых случаях с поверхности облученные пленками псиломелана. Гнезда афанитового гидрогетита приурочены к охристым рудам и глинистым конгломератам и часто залегают на границе с прослоями глин.

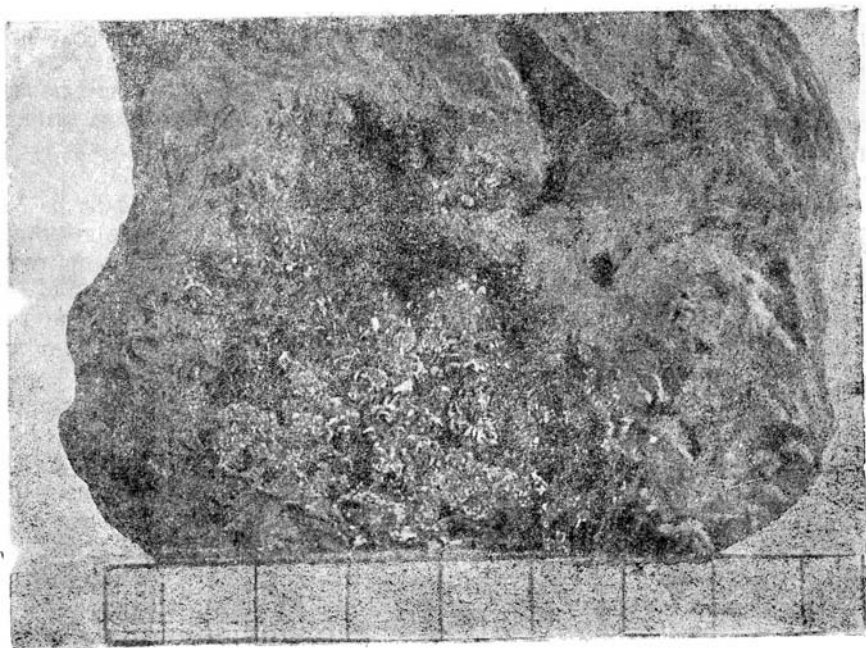
Микроскопически облик афанитового гидрогетита в жеодах и стяжениях различен. В жеодах это красновато-коричневая однородная масса с характерными трещинками отдельности, высоким рельефом и ясно проявленной анизотропией, иногда колломорфная (фиг. 6). Примеси — кварц и пиролюзит в виде микрожеод (фиг. 7).

В гнездах характер гидрогетита несколько иной: он носит признаки большей обводненности — имеет коричневатобурый цвет, анизотропия проявлена слабее. Самое существенное отличие в том, что гидрогетит из гнезд захватывает довольно много глинистого вещества. Это подтверждается и химическими анализами, которые обнаруживают, что макроскопически совершенно однородный афа-



Фиг. 4. Шурф № 50.

1 — глина буровато-желтая; 2 — стяжения афанитового гидрогетита; 3 — пиролюзитово-гидрогетитовая жеодистая руда.



Фиг. 5. Гидрогетитово-поланитовая жеода.

нитовый гидрогетит дает значительное содержание глинистых составляющих. Сравнительная химическая характеристика двух видов гидрогетитов дана в табл. 5.

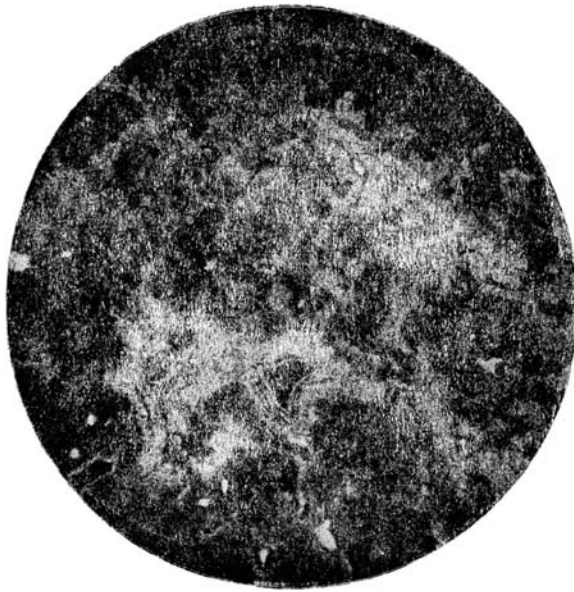
Компоненты	Афанитовый гидрогетит из жеоды Обр. № 14 из дудки № 90		Афанитовый гидрогетит из стяжений Обр. № 1 из дудки № 69	
	весовые проценты	эквиваленты молекулярных] количеств ×1000	весовые проценты	эквиваленты молекулярных количеств ×1000
SiO ₂	4,80	80	16,12	268
TiO ₂	0,05		0,26	3
Al ₂ O ₃	1,01	10	8,09	79
Cr ₂ O ₃	0,07		1,32	8
Fe ₂ O ₃	81,05	506	58,07	262
MgO	0,21	5	1,09	27
CaO	0,16	3	0,69	12
MnO	0,45	6	1,14	16
NiO	1,08	14	0,50	6
CaO	0,06		0,04	
H ₂ O+	10,64	601	9,70	538
H ₂ O—	0,63	32	2,41	133
K ₂ O	0,00		Не опред.	
Na ₂ O	0,09		" 0,03"	
SO ₃	0,06		0,27	
P ₂ O ₅	0,19		0,16	
CO ₂	0,27	6		6
	100,81		99,99	

Из таблицы видно, что данные химического анализа вполне отвечают выводам из микроскопического изучения этих двух разновидностей: если в афанитовом гидрогетите из жеоды примесь глинистого вещества, пересчитанного на галлуазит, составляет 2,5%, то в афанитовом гидрогетите из стяжения она равна уже 20%. Гидратация Fe₂O₃, полученная при вычете соответствующего количества воды, входящего в состав глинистого минерала, получается в первом случае равной 1,18, что позволяет отнести эту разность к маловодным формам гидрогетита, во втором же случае соответствует отношению H₂O : Fe₂O₃ = 1,33, откуда следует, что эта форма гидрогетита является многоводной.

Кривая нагревания образца маловодного гидрогетита (фиг. 8 а) имеет обычный характер — плавный изгиб кривой в интервале температур 120—220°, соответствующий непрерывной потере воды гидрогетитом, затем резкий эндотермический эффект в интервале температур 370—400° с максимумом в интервале 340—350°, отвечающий разложению гетита. Дебаеграмма этого же образца (обр. № 14 из дудки № 90) дает характерный и четко выраженный спектр гетита.

Волокнистый гидрогетит имеет характерный шелковистый блеск и коричнево-бурую черту. Удельный вес 4,08. Чаще всего он встречается в жеодах, выделяясь в виде сноповидных агрегатов с длиной волокна 2—3 см и располагаясь по радиусам от центра жеоды, причем основания сноповидных агрегатов покоятся на афанитовом гидрогетите, имея с ним поверхность раздела. Довольно часты и параллельно-волоконистые разности, имеющие, как правило, меньшую длину волокна — 2—3 мм, редко 0,5 см. Эти разности в виде тонких выклинивающихся прожилков встречаются в афанитовом гидрогетите. Характер агрегатов волокнистого гидрогетита хорошо виден на фиг. 7.

Под микроскопом волокнистая структура гидрогетита выступает очень четко. Анизотропия ясная, внутренний рефлекс красновато-коричневый, твердость высокая — все свойства, обычные для кристаллических волокнистых гидрогетитов.



Фиг. 6. Основная масса — микрочешуйчатый гидрогетит, серый цвет — волокнистый гидрогетит, черный цвет — вад. $\times 80$.



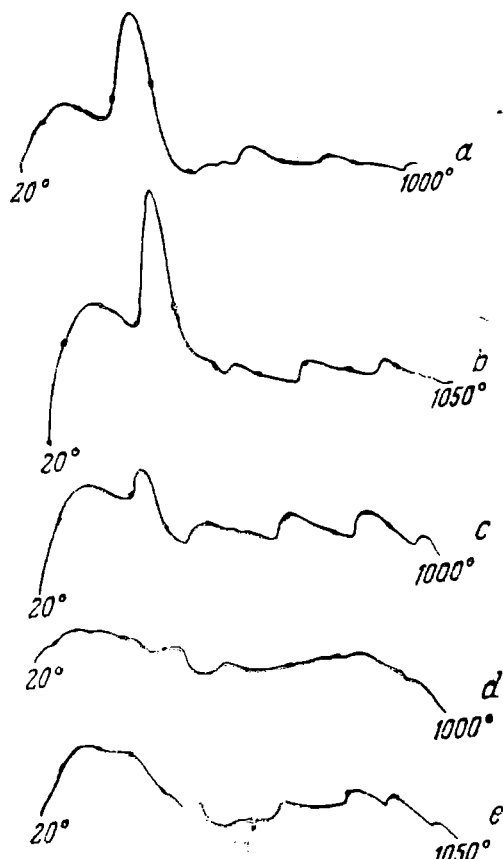
Фиг. 7. Коллоидная структура гидрогетита. $\times 60$.

Компоненты	Весовые проценты	Эквиваленты молекулярных количеств $\times 1000$
SiO ₂	2,25	37
TiO ₂	0,01	
Al ₂ O ₃	0,25	
Cr ₂ O ₃	0,05	
Fe ₂ O ₃	87,70	533
CaO	0,18	
MgO	0,15	
MnO	0,74	
NiO	0,23	
CoO	0,025	
V ₂ O ₅	<0,01	
Na ₂ O+K ₂ O	0,00	
H ₂ O+	11,52	640
SO ₃	0,01	
	103,125	

Кривая нагревания волокнистого гидрогетита (см. фиг. 8 *в*), имеющего, как видно из пересчета химического анализа, маловодный характер ($H_2O : Fe_2O_3 = 640 : 523 = 1,17$), дает типичные термические эффекты, присущие гидрогетитам.

Исключение составляют два эндотермических эффекта с максимумом при температурах 700 и 870°, аналогов которым в литературе — на кривых нагревания чистых разновидностей гидрогетита не встречается.

Охристые гидрогетиты Алапаевских месторождений, содержащие примесь хлоритового вещества, дают примерно такой же тип кривой, причем высокотемпературные эндотермические эффекты связываются с превращениями хлоритов [11]. В аккермановском гидрогетите в качестве значительной примеси содержится лишь SiO₂. Последняя присутствует здесь в тонко рассеянном виде как опал, но отдача воды опалом, как известно, происходит при температуре ниже температуры зафиксированных эффектов.



Фиг. 8. Кривые нагревания ферригидроокисных минералов Аккермановского месторождения.

a—гидрогетит плотный; *b*—гидрогетит волокнистый; *c*—туррит; *d*—гидрогематит плотный; *e*—гидрогематит натечный.

так что природа слабых высокотемпературных эндотермических волн в аккермановском гидрогетите пока не ясна.

Турьит пользуется сравнительно ограниченным распространением в Аккермановском месторождении. Он встречается в виде плотной массы красновато-коричневого цвета, дает такого же цвета черту на фарфоровой пластинке и имеет неровный излом. Удельный вес 4,035. Турьит представляет собой один из основных компонентов гидрогематитово-турьитовых руд, развитых в западной части участка «Железняки» и в дудках № 25 и 27. В виде примесей в нем присутствуют кварц и гидрослюда.

Под микроскопом турьит при сильных увеличениях явно обнаруживает структуру механической смеси гидрогетита и гидрогематита, причем последний присутствует преимущественно в мелких кластических зернах. Довольно часто турьит замещает растительные остатки.

Химический анализ турьита (обр. № 57—1) приводится в табл. 7.

Таблица 7

Компоненты	Весовые проценты	Эквиваленты молекулярных количеств $\times 1000$
SiO ₂	4,08	69
TiO ₂	0,47	
Al ₂ O ₃	1,06	10
Cr ₂ O ₃	0,10	
Fe ₂ O ₃	86,42	540
FeO	0,0	
MgO	0,24	8
CaO	0,88	14
MnO	0,83	11
NiO	0,09	
CoO	0,03	
K ₂ O	0,0	
Na ₂ O	0,15	
SO ₃	0,03	
P ₂ O ₅	0,66	
H ₂ O ⁺	4,70	
H ₂ O ⁻	0,64	300
CO ₂	0,42	10
	100,44	

Пересчет данных химического анализа, проведенный на тех же принципах, что и для гидрогетита, дает гидратацию, равную половине молекулы H₂O на молекулу Fe₂O₃, что вполне точно отвечает составу турьита.

Кривая нагревания (фиг. 8 с) имеет весьма типичный характер, сходный с характером идеальной «двугорбой» кривой турьита при соотношении гетитной и гематитной фаз как 1 : 1.

Слабые эндотермические эффекты с максимумами при температурах 700 и 800°, обнаруженные в аккермановском турьите, имеют место также и для образцов алапаевских минералов [11] и могут быть объяснены превращениями силикатных примесей.

Гидрогематит в Аккермановском месторождении обнаружен в двух разновидностях: первая совершенно сходна по облику с описанными выше турьитами, а вторая представляет собой натечную и корковую разность в жеодах.

Плотный гидрогематит с матовым блеском и неровным изломом, содержащий примесь слюды и образующий многочисленные

структуры замещения растительных остатков, макроскопически совершенно не отличается от турьита и может быть выделен только по кирпично-красному цвету черты. Он слагает те же руды, что и турьит. Удельный вес его 4,43.

В полированных шлифах плотный гидрогоEMATит представляет собой плохо полирующуюся сероватую афанитовую массу с красноватым внутренним рефлексом. Неполный химический анализ такого образца дает следующие результаты (табл. 8).

Таблица 8

Компоненты	Весовые проценты	Эквиваленты молекулярных количеств $\times 1000$
Fe_2O_3	83	520
H_2O +	4,91	271
NiO	0,11	
CoO	0,025	
MnO	0,8	
	88,855	

При расчете гидратации Fe_2O_3 , по данным приведенного выше анализа, получаем отношение эквивалентов молекулярных количеств:

$$\frac{H_2O}{Fe_2O_3} = 0,52.$$

Кривая нагревания (фиг. 8 *d*) показывает одну размытую эндотермическую волну, соответствующую непрерывной отдаче воды, и совершенно типична, для гидрогоEMATита (11).

Натеchnый гидрогоEMATит распространен в жеодах, развитых преимущественно в верхних горизонтах охристых руд. Жеоды эти представляют собой неправильной формы стяжения, полые внутри, внешний концерт которых сложен гидрогоEMATитом матовым, плотным, а внутренний — гидрогоEMATитом, образующим натеки в полую часть жеоды. Этот гидрогоEMATит имеет лиловато-коричневый цвет, коричневатокрасную черту, плотное сложение, матовый блеск, неровный излом. Удельный вес 4,5. Кривая нагревания (фиг. 8 *e*) аналогична кривой нагревания плотного гидрогоEMATита и, несомненно, характеризует гидрогоEMATит.

Под микроскопом в проходящем свете видна неравномерно окрашенная коричневатокрасная масса, в которой выделяются зерна сильно корродированного кварца (совершенно неправильной формы) и мелкие участки захваченного глинистого минерала.

Кроме описанных форм маловодных окисей Fe_2O_3 , имеются еще кирпично-красные охристые налеты на поверхностях внутренних стенок жеод, сложенные также гидрогоEMATитом.

МАРГАНЦЕВЫЕ МИНЕРАЛЫ

К минералам этой группы относятся полианиты, пиролюзиты и псиломелан-вады.

Полианиты и пиролюзиты по химическому составу представляют собой чистую двуокись марганца. Вопрос о кристаллической структуре пиролюзита и отношении его к полианиту по литературным данным разобран у Е. Я. Родэ [19]. Физико-химические исследования, проведенные этим автором, сопровождавшиеся рентгенометрическими определе-

ниями Г. М. Попова [17], подтвердили точку зрения и кристаллографической и физико-химической идентичности полианитов и пиролюзитов.

В руководствах и курсах по минералогии [5, 10, 14] и в специальных монографиях [28, 31] полианитом предлагается называть кристаллическую безводную (или почти безводную) форму природной перекиси марганца, а пиролюзитом — скрытокристаллическую, гидратизированную форму природной перекиси марганца, содержащую обычно некоторое количество примесей оснований. Если придерживаться этих принципов номенклатуры, то в Аккермановском месторождении устанавливается наличие как полианитов, так и пиролюзитов.

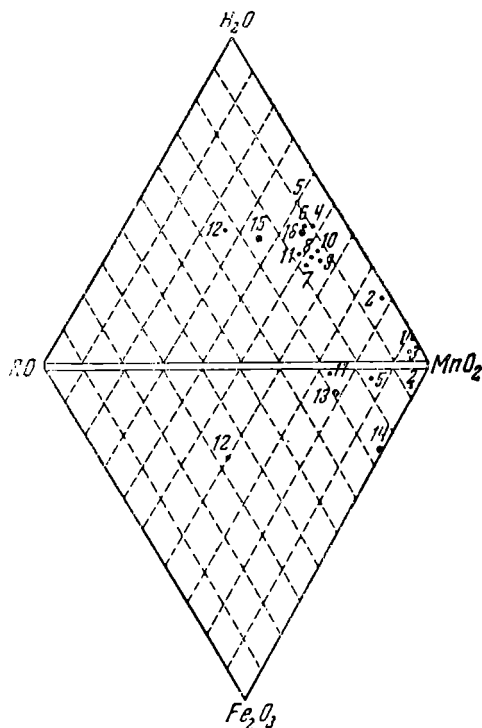
Для наглядного представления о химическом составе марганцевых минералов Аккермановского месторождения нами построена комбинированная ромбическая диаграмма для системы $MnO_2 - RO - H_2O$ $MnO_2 - RO - Fe_2O_3$ (фиг. 9). Из этой диаграммы следует, что хотя большинство анализов характеризуют минералы с преобладающим значением перекисной формы Mn, но только три из них как по гидратации, так и по содержанию группы RO можно отнести к полианитам и пиролюзитам. Все остальные анализы соответствуют составу псиломеланов. Каждый из минералов, обозначенных номерами 1, 2, 3 и т. д., характеризует определенный макроскопический тип, пользующийся широким распространением в месторождении.

Полианит, стально-серого цвета с черной чертой и металлическим блеском, встречается в таблитчатых кристаллах. Твердость его равна 4, хрупкость высокая, удельный вес 5,02.

Полианит распространен в жеодах, где он образует щетки внутри жеоды, расположенные на криптокристаллическом или волокнистом гидрогетите (фиг. 10); иногда выделения его имеют гнездовую форму; довольно часто он слагает цемент в брекчиевых рудах, цементируя угловатые обломки плотного глинистого гидрогетита.

Помимо крупнокристаллического полианита, широко распространены и мелкокристаллические его агрегаты массивной текстуры зернистого сложения, выделения которых имеют гнездовидный характер. Большей частью такие агрегаты встречаются вместе с афанитовым коричневым гидрогетитом.

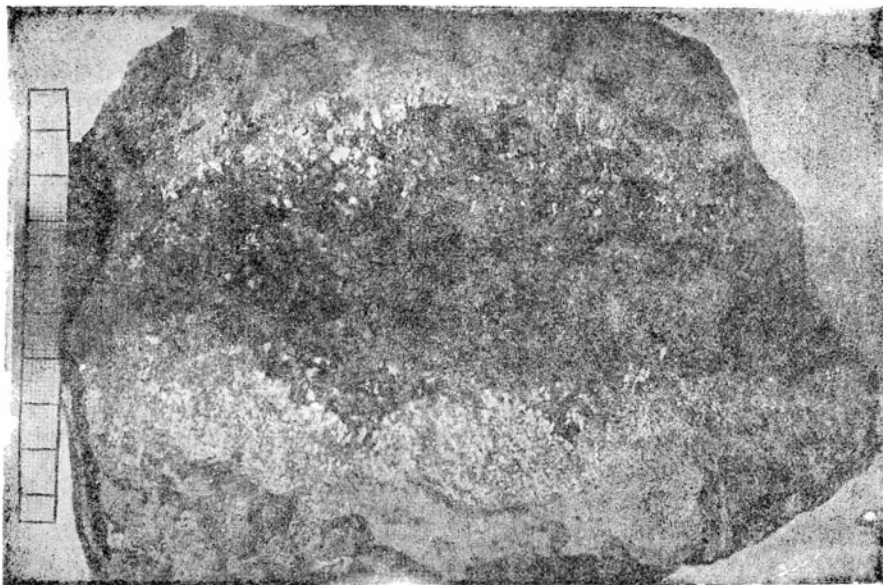
Полианит хорошо полируется; под микроскопом в отраженном свете



Фиг. 9. Диаграмма химического состава марганцевых минералов Аккермановского месторождения.

1—полианит; 2—пиролюзит плотный; 3—пиролюзит порошковатый; 4—вад (обр. № 50 а); 5—то же (обр. № 45—50); 6—то же (обр. № 50—81); 7—рансьейт (обр. № 45 8); 8—то же (обр. № 45 8а); 9—то же (обр. № 74 5); 10—то же (обр. № 59—29); 11—то же (обр. № 122 б); 12—бронстенил (обр. № 143—1); 13—то же (по анализу № 1 Dölter); 14—то же (по анализу № 18 Dölter); 15—рансьейт (по анализу (а) Lacroix); 16—то же (по анализу (b) Lacroix).

обладает кремово-серым цветом; не чертится стальной иглой, но чертится медной. При царапании выламываются пластинки с характерным блеском. Сильно анизотропен. При травлении HCl появляется зелено-



Фиг. 10. Жеода гидрогетита с полианитом.

вато-коричневый налет, который при отмывании H_2O и оттирании исчезает, оставляя лишь слабое потемнение; H_2O вызывает бурное вскипание; FeCl_3 производит интенсивное травление. Отмывается и оттирается до глубоко протравленной серой поверхности.



Фиг. 11. Крупнокристаллический полианит. $\times 60$.

Результаты травления соответствуют тем, которые описаны для кристаллического пиролюзита W. V. Smitheringale [40] и для полианита M. J. Orsel [37]. С полианитом, описанным M. J. Orsel, аккермановский полианит сходен и микроскопически (фиг. 11).

Полианит в шлифах обнаруживается вместе с пиролюзитом, выполняющим в гидрогетите прожилки и мелкие пустоты.

Химический анализ полианита (см. табл. 9), показывающий содержание 95,03% MnO_2 , $\sim 2\% \text{H}_2\text{O} \pm$, с примесью 0,92% NiO , вполне отвечает анализам полиа-

ита, приводимым в литературе [16, 20, 30], но показывает несколько повышенное количество воды.

Термограмма аккермановского полианита (фиг. 12) в общем характеризуется теми же термическими эффектами, что и термограмма стандарта (пирролизит из Илменау [20]). На обеих термограммах отмечаются три эндотермические волны. Первая — в интервале температур 100—200°, вторая — в интервале температур 500—700° с максимумом при температуре 590° и третья — в интервале температур 800—900° с максимумом при температуре 840°.

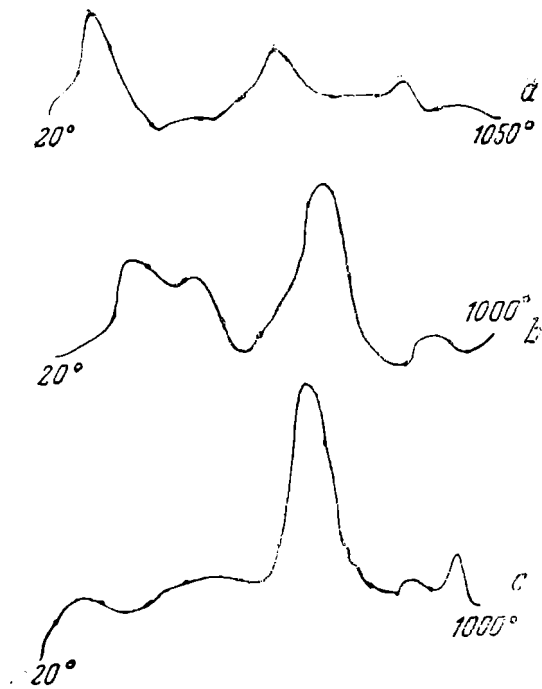
Первая волна должна, по Е. Л. Родэ, соответствовать выделению непрерывно удаляющейся воды. Для аккермановского полианита процесс идет непрерывно лишь в начале нагревания, при температуре от комнатной до 100°, что, повидимому, связано с удалением гигроскопической влаги; первая же волна, имеющая характер весьма резкого эндотермического эффекта, очевидно, отвечает удалению более прочно связанной воды. Вторая волна, сопровождает диссоциацию полианита с образованием β -браунита, и третья, совсем слабо выраженная, отвечает переходу β -браунита в гаусманит. Нужно заметить, что в нашем образце, по сравнению со стандартным, этот переход сдвинут в область более низких температур.

Дебаеграмма полианита вполне типична и дает те же межплоскостные расстояния, что и дебаеграмма аккермановского криптокристаллического пирролизита.

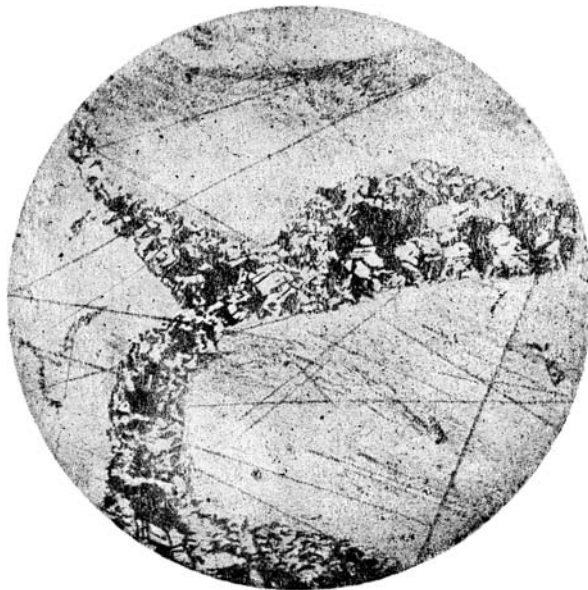
Таблица 9

Химические анализы аккермановских полианитов и пирролизитов

Компоненты	Полианит		Пирролизит криптокристаллический плотный		Пирролизит порошковатый	
	весовые проценты	эквиваленты молекулярных количеств $\times 1000$	весовые проценты	эквиваленты молекулярных количеств $\times 1000$	весовые проценты	эквиваленты молекулярных количеств $\times 1000$
SiO ₂	0,59	10	1,35	22	0,72	12
TiO ₂	Нет					
Al ₂ O ₃	0,04				0,92	9
Cr ₂ O ₃	0,02					
Fe ₂ O ₃	0,34	2	9,55	59	0,35	2
CaO	0,51	10	1,44	26	2,0	36
MgO	0,06		0,13	30	0,10	2
MnO	77,31	1090	65,30	930	76,30	1070
NiO	0,92	12	0,87	11	0,33	4
CoO	0,04		0,07		0,04	
BaO	Нет					
CuO	"					
K ₂ O	"					
N ₂ O	"					
SO ₃	0,04					
V ₂ O ₅	0,02					
CO ₂	0,15	3				
O ₂	17,77	1110	15,24	950	18,02	1126
H ₂ O ⁻	0,45					
H ₂ O ⁺	1,44	110	4,5	250	1,23	69
	99,70		98,45		100,00	



Фиг. 12. Кривые нагревания аккермановских полианита и пиролюзитов.
a — полианит; *b* — пиролюзит плотный; *c* — пиролюзит порошковатый.



Фиг. 13. Прожилки полианита в криптокристаллическом пиролюзите. $\times 60$.

Пирролюзит. Криптокристаллический пирролюзит со смоляным блеском и черной чертой представляет собой плотную массу. Излом полураковистый; твердость около 5; удельный вес 4,8. Выделения имеют гнездовую форму с размером гнезд 10×10 см или 10×15 см. Гнездам свойственны неправильные очертания и приуроченность к охристо-марганцовистым типам руд.

Под микроскопом плотный криптокристаллический пирролюзит характеризуется серовато-белым цветом, без того кремового оттенка, который так характерен для полианита. Имеет вид сплошной незернистой массы, которую можно спутать с плотным гидрогетитом. Отличия заключаются в том, что пирролюзит дает черный порошок, не дает внутреннего рефлекса и бурно вскипает под действием перекиси водорода.

Иногда пирролюзит обладает брекчиевидной структурой. В нем часты трещинки и пустоты, которые выполнены полианитом (фиг. 13).

Химический состав криптокристаллического афанитового пирролюзита (см. табл. 9) характеризуется наличием довольно значительного количества примесей; особенно велико содержание Fe_2O_3 , достигающее цифры около 10%. На кривой нагревания криптокристаллического пирролюзита (см. фиг. 12 б) гетитная остановка намечена в виде небольшой эндотермической волны. Вместе с тем дебаеграмма не обнаруживает линий гетита. Возможно, что Fe_2O_3 здесь присутствует в виде эренвертита. В образце криптокристаллического пирролюзита примесь CaO содержится в большем количестве, нежели в образце полианита, вместе с тем содержание NiO уменьшается до 0,87%.

Порошковатый пирролюзит представляет собой тип чистой марганцевой охры глубокого черного цвета с такого же цвета чертой; при растирании в пальцах имеет не глинистый, а зернистый характер (подобно мучнистому кремнезему) и представляет собой дезагрегированный мелкозернистый пирролюзит; удельный вес 4,95.

Так же как и криптокристаллический пирролюзит, порошковатый пирролюзит образует гнезда с неясными границами и постепенными переходами в окружающую массу охристых руд и является одним из основных минералов в типе марганцовисто-гидрогетитово-охристых руд.

Микроскопическое исследование его мало доступно, так как он полируется очень плохо, дает матовую поверхность и, благодаря образованию корки канадского бальзама, почти не реагирует на отраженный свет.

Химический анализ (см. табл. 9) обнаруживает чистоту минерального вещества — содержание пирролюзита превышает 95%. Незначительное количество примесей кремния, алюминия и железа можно считать отчасти адсорбированным, отчасти захваченным из первичной породы в виде механической примеси. CaO содержится в количестве, равном 2,0%, превышающем содержание этого окисла в предыдущих двух образцах. Содержание никеля (NiO) падает до 0,33%.

Кривая нагревания порошковатого пирролюзита (фиг. 12 с), при общей конфигурации, весьма сходной с кривой нагревания полианита, имеет некоторые отличия. Первая эндотермическая волна в интервале температур от комнатной до 250° имеет плавный пологий характер и характеризует непрерывную потерю воды, что более обычно для этого минерала, чем резкая эндотермическая волна в этом интервале температур, отмеченная для полианита. Вторая β -браунитовая остановка в интервале температур от 545 до 800° с максимумом при температуре около 680° очень резко выражена на кривой и по сравнению с термограммой полианита сдвинута в область более высоких температур. Гаусманитовая остановка имеет максимум при температуре более чем 900° , причем

ей предшествует слабо выраженная эндотермическая волна неопределенного происхождения. В общем можно сказать, что кривая нагревания образца порошкового пиролюзита более сходна с кривыми стандартных образцов пиролюзита, чем это имеет место для образца полианита.

Относительно дебаеграммы можно отметить, что она имеет четкий и ясный линейный спектр, совершенно совпадающий со спектром образцов полианита и криптокристаллического пиролюзита. При сравнении химического состава всех трех разновидностей двуокиси марганца обращает на себя внимание то обстоятельство, что отношение $\text{CaO} : \text{NiO}$ в трех образцах соответственно меняется от $0,8 : 1$ через $2,5 : 1$ до $9 : 1$. Отсюда вытекает заключение, что при увеличении содержания кальция содержание никеля в пиролюзитах уменьшается.

Группа псиломелан-вадов

Вопрос о химической конституции псиломелан-вадов, выделенных в качестве самостоятельного вида природных соединений марганца в начале прошлого столетия [28, 31], имеет более чем столетнюю давность. В настоящее время четко сформировались две точки зрения на конституцию псиломеланов: согласно первой точке зрения, псиломеланы представляют собой производные марганцевых и марганцовистых кислот, согласно второй—псиломеланы являются физической смесью окислов марганца различной валентности.

Детально и убедительно точка зрения на псиломеланы как на производные марганцовых кислот развивается В. И. Вернадским [6], считающим, что псиломеланы представляют собой «очень сложные смеси гидратов различных кислот — марганцевых, марганцево-марганцовистых и железо-марганцовистых», причем многие из них могут содержать гидраты кислот тех же кислот — железные, марганцевые, кальциевые, бариевые и т. д.

А. К. Болдырев, заключая псиломеланы в поле между гидропиролузитом, гидрогаусманнитом и гидробраунитом, по химической конституции относит их также к манганатам, допуская, однако, и участие в их составе свободных окислов марганца [5].

М. Орсель и С. Павлович, несмотря на то, что относят псиломеланы к аморфным изотропным телам гелевой природы, по химической конституции причисляют их к манганатам, производным марганцевых и марганцовистых кислот [31].

Вторая точка зрения, согласно которой псиломеланам отказались приписывать «... какую бы то ни было формулу вообще» [19], считая их гелями MnO_2 , содержащими переменное количество адсорбированных ими окислов, четко сформулирована Корню и позже поддерживалась целым рядом минералогов и геохимиков. В хронологическом порядке это В. Эммонс [27], Дельтер [28], Г. Берг [3], Э. С. Дана [10], С. С. Смирнов [22], Б. В. Польшов [17], М. Н. Годлевский [14] и др. Этой же точки зрения придерживается, повидимому, и Е. Я. Родэ [19].

Успехи физико-химических и спектрометрических методов изучения вещества, ознаменовавшиеся массовым применением термического и рентгеноструктурного методов анализа природных минеральных тел, затронули, правда, незначительно, и псиломеланы.

Наиболее ранняя работа, относящаяся к 1929 г., принадлежит В. Смизеринг [34], который произвел опыты травления псиломеланов и рентгеновский анализ. Количество образцов, исследованных этим автором, весьма незначительно, и они лишены характеристики по химическому составу. К положительным сторонам работы относится

то, что автору удалось установить отличие дебаеграммы псиломеланов, вполне самостоятельный их характер по сравнению с пиролюзитом, гаусманнитом и другими минералами марганца. Вопрос о химической структуре псиломеланов здесь не затрагивается.

Вторая работа по рентгеновскому исследованию псиломеланов проводилась в 1932 г. Л. Рамсделл [32], исследовавшим этим способом свыше пятидесяти образцов псиломеланов из различных местностей. Характеристика их ограничена беглым морфологическим описанием по группам, без приведения данных химического состава и физических свойств. Выводы автора по этой работе сводятся к следующему: 1) материал, включающийся в группу псиломеланов, неоднороден; 2) большинство образцов относится к истинному псиломелану; 3) часть образцов, считавшихся псиломеланами, в действительности относится к пиролюзиту и брауниту; 4) минералы, ранее определявшиеся как псиломеланы, содержащие примеси бария и лития, являются самостоятельными минералами, отличными от истинного псиломелана и друг от друга.

Исследование минерала типа рансьеита было проведено в 1937 г. А. Г. Бетехтиным [4]. Дебаеграмма этого образца представлена очень ограниченным числом линий.

Изучение физико-химических свойств псиломеланов и, в частности, термический их анализ шел оторванно от рентгеновского анализа.

Первые кривые нагревания псиломеланов и вадов относятся к 1931 г. и проведены Х. С. Никогосьяном [15]. Им были получены три остановки в интервалах температур: 1) 150—185°, 2) 365—400° и 3) 960—990°. Первая остановка Х. С. Никогосьяном не интерпретируется, вторая считается манганитовой, а третья — пиролюзитовой. Псиломеланы трактуются им как механические смеси различных окислов марганца.

В 1937 г. Е. Я. Родэ и Т. Н. Родэ [19] производят физико-химическое изучение марганцевых минералов и руд. Исследование псиломеланов проводится на материале эталонных музейных образцов, но не сопровождается ни химическими, ни рентгеновскими анализами. Кривые нагревания псиломеланов оказались весьма разнородными и сложными. Авторы приходят к выводу, что «остановки на этих кривых не могут быть истолкованы полностью на основании уже имеющихся результатов, и для выяснения природы этих сложных образований необходимо их дальнейшее физико-химическое изучение».

Указанными работами исчерпывается в настоящий момент список опубликованных исследований, посвященных выяснению химической природы псиломеланов.

Из изложенного следует, что вопрос о структуре псиломеланов, несмотря на применение современных тонких методов исследования минерального вещества, остается неразрешенным.

Исследования химической природы четырехвалентного марганца привели в настоящий момент к тому, что кислотный характер этого элемента не вызывает сомнений.

Постоянное стремление минеральных форм четырехвалентного марганца к связи с щелочными и щелочно-земельными элементами, многократно отмечавшееся в литературе [4, 5, 6, 28, 33] и нашедшее себе полное подтверждение в составе аккермановских псиломеланов, с несомненностью свидетельствует о том, что Mn^{4+} в псиломеланах является основой кислотного радикала.

Характер дебаеграмм и термограмм псиломеланов, показывающих, что они не являются простыми смесями окислов марганца разной валентности (исследования аккермановских псиломеланов прекрасно подтверждают это) позволяет нам присоединиться к той точке зрения, что псиломеланы являются кристалло-гидратами кислых и основных солей марганцовистых кислот, валовой состав которых может быть выразен

формулой $x\text{RO}$ и MnO_2 и H_2O . В некоторых случаях к этим компонентам присоединяются Fe_2O_3 , Al_2O_3 , SiO_2 .

Аккермановские псиломеланы представляют собой группу минералов, характеризующуюся значительным разнообразием цвета, структуры, и морфологии выделений.

По цвету псиломеланы разделяются на две группы: 1) черные псиломеланы и 2) цветные псиломеланы. Среди цветных псиломеланов могут быть выделены: а) серые, б) серебристо-серые, в) лиловато-серебристые и г) печенково-бурые псиломеланы.

1. Черные псиломеланы выделяются в виде неправильных участков, которые захватывают неделимые пиролюзита, корродируют их края, являясь более поздними образованиями. Общими для них свойствами являются аморфное или очень слабо намеченное кристаллическое строение, мягкость, черная черта. От порошковатых сажистых пиролюзитов они отличаются тем, что при растирании в пальцах дают не зернистую, а глиноподобную массу. Аншлифы черных псиломеланов обнаруживают их очень плохую способность воспринимать полировку (фиг. 14, 15, 16, 17, 18). В отраженном свете они характеризуются темносерым, слегка голубоватым цветом и черным цветом порошка. При шлифовании аншлифов перпендикулярно волокнистости можно наблюдать слабо намеченную концентрическую структуру (см. фиг. 17). Черные псиломеланы кислотами травятся с потемнением, после оттирания под действием перекиси водорода бурно вскипают; FeCl_3 дает темное пятно.

Черные псиломеланы представлены обр. № 50 а, 50—31 и 45—10. Химические анализы их приведены в табл. 11.

В обр. № 50 а псиломелан отличается слабо намеченной параллельно-волокнистой структурой, имеет блеск матовый, излом неровный, твердость 2, удельный вес 3,84. Выделяется псиломелан в жеодах афанитового гидрогетита, образуя несколько ярусов плоских параллельно-волокнистых наростов.

Обр. № 50—31 тождествен обр. № 50 а, но встречен псиломелан в виде тонких корочек на пиролюзите.

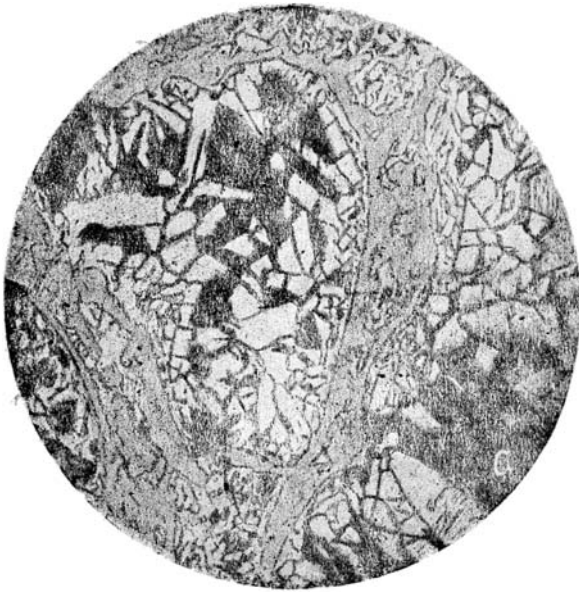
Обр. № 40—10 представляет собой черную, бесструктурную, глинистую наощупь массу и имеет твердость 1. Псиломелан залегает в виде неправильных гнезд среди несколько уплотненной гидрогетитово-охристой руды.

2. Цветные псиломеланы.

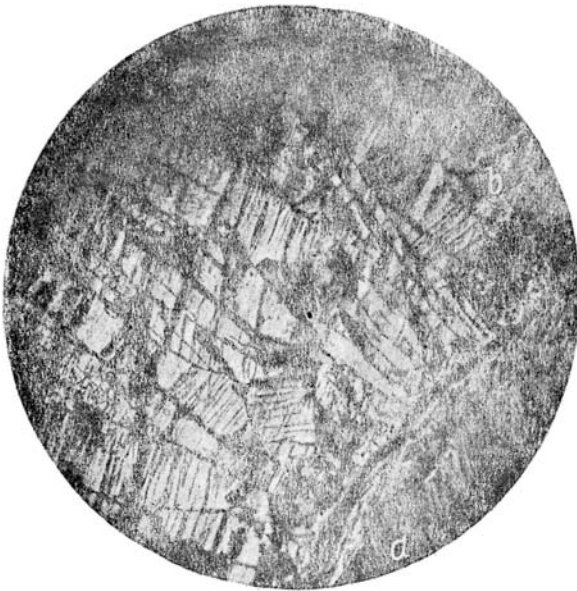
а) *Серые псиломеланы* представлены обр. № 70—16 в и 122—6. В обр. № 79—16 в псиломелан обладает плотным тонкодисперсным сложением; черта серая с буроватым оттенком, блеск матовый, твердость 1,5. Псиломелан образует мелкие неправильные и шаровидные натёки в пустотах среди афанитового гидрогетита (фиг. 19). Обр. № 122—6 представляет собой крупные (2—3 см) шаровидные натёки с концентрически скорлуповатым строением. Цвет псиломелана неравномерно серый, цвет черты серый с матовым блеском, твердость 2,5.

б) *Серебристо-серые псиломеланы* пользуются довольно широким распространением в Аккермановском месторождении. Они представлены обр. № 45—8, 45—8 а и 76—16. Эти образцы характеризуются чешуйчатой структурой и радиально-лучистой текстурой агрегата. Черта темносерая с жирным блеском; твердость 1,5; удельный вес 3,69. На концентрических поверхностях раздела между отдельными слоями радиально-волокнистых, очень постепенно расходящихся агрегатов наблюдаются тончайшие прослойки более крупночешуйчатых форм серебристых псиломеланов с теми же физическими свойствами.

в) *Лиловато-серебристые псиломеланы* по структуре и текстуре агрегатов вполне сходны с серебристо-серыми псиломеланами. К ним от-



Фиг. 14. *a* — глинисто-гидрогетитовый агрегат;
 ' — полианит; *c* — вад. $\times 60$



Фиг. 15. *a* — вад; ' — кристаллы полианита
 второй генерации. $\times 60$.

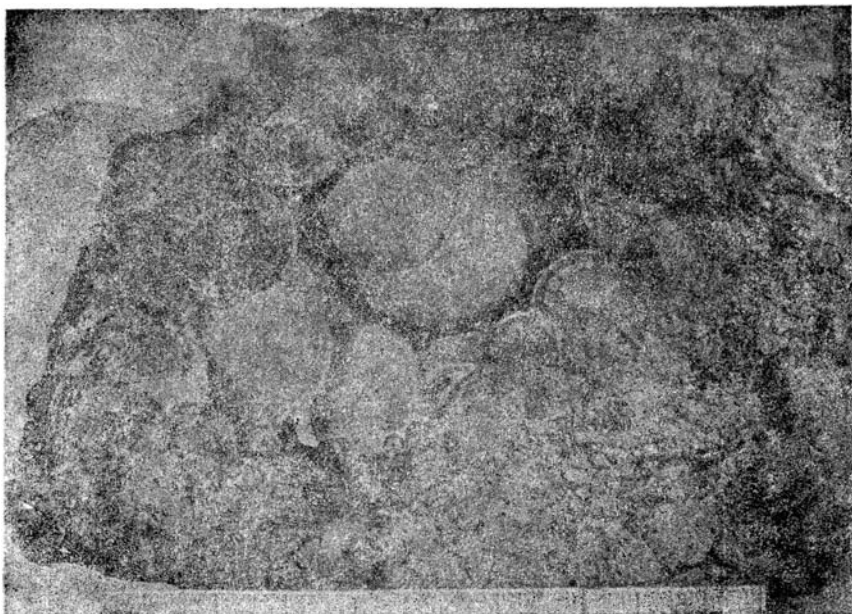


Фиг. 16. Гнездовые выделения вада (а) в пустотах среди гидрогелита (б)



Фиг. 17. Коллоидные выделения вада (а) и пирролизит (б). $\times 60$.

носятся обр. № 79—12 и 79—16. Кроме агрегатов, подобных серебристым псиломеланам, они образуют очень тонкие, сильно пористые пластинчатые агрегаты, напоминающие мягкие комочки тончайших кружев.



Фиг. 18. Сферолитовые натеки рансьента.

Пластинки лиловых псиломеланов анизотропны, имеют бурый цвет в проходящем свете, обладают спайностью.

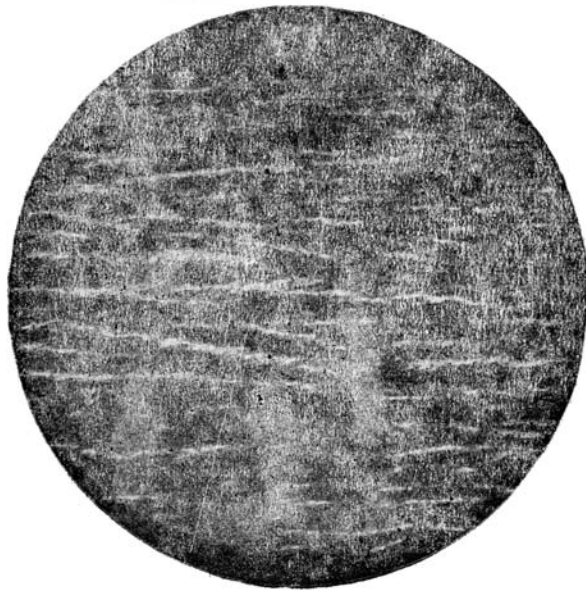
г) *Печенково-бурые псиломеланы* представляют собой наиболее широко распространенную разновидность псиломеланов и представлены обр. № 59—29, 74—5, 143—1 и 59.

Все они имеют серовато-коричневую черту, блеск матовый, твердость от 1,5 до 2,5, удельный вес 3,87. Обр. № 59—29 и 74—5 представляют тонкодисперсный, плотный, бесструктурный тип. В обр. № 143—1 местами заметно появление радиальных агрегатов. Эти три разновидности обычно образуют довольно крупные неправильные гнезда размером от 1 до 5—7 см среди гидрогетита. Обр. № 59 представляет собой мелкие (0,3 — 0,5 см) агрегаты, покрытые тончайшими налетами сереб-



Фиг. 19. Полосчатая структура псиломелановых натеков.

а—вад; б—псиломелан $\times 60$.



Фиг. 20. Волокнистая структура серебристо-серого рансьеита. $\times 60$.

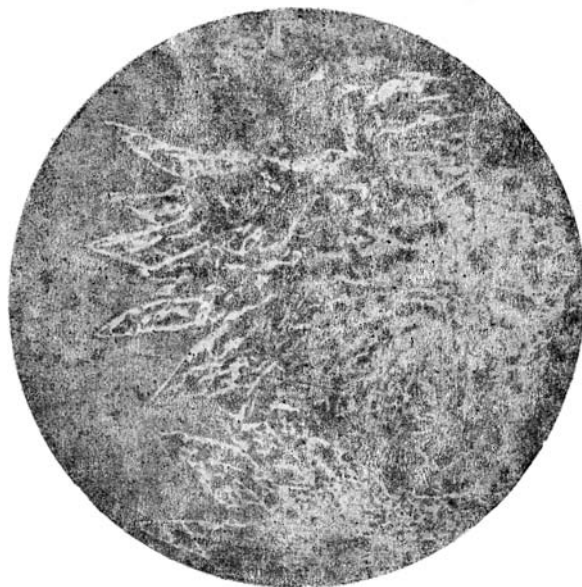


Фиг. 21. Концентрическая структура шаровидных натеков рансьеита. $\times 60$.

ристого псиломелана, образующиеся в трещинках и пустотах среди стяжений афанитового гидрогетита.

Изучение цветных псиломеланов показало, что макроскопические различия их в отраженном свете сглаживаются. Так, серые, серебристо-серые и коричневато-серые псиломеланы в отраженном свете характеризуются светлосерым цветом со слабым розоватым оттенком. Разности, хорошо окристаллизованные, отличаются белым цветом; все они мягкие, плохо воспринимают полировку. Цвет порошка буроватый, сходный с цветом гидрогетита.

Пластинчатые структуры псиломеланов в полированных шлифах совершенно не выявляются, тогда как волокнистые видны очень четко (фиг. 20, 21). Некоторые псиломеланы дают формы, которые, возможно, представляют собой псевдоморфозы по удлиненным ромбоэдрам карбоната (фиг. 22). Вряде шлифов можно наблюдать структуры взаимного прорастания серого (макроскопически черного) и светлосерого (макроскопически) цветного псиломелана.



Фиг. 22. Псевдоморфозы псиломелана по карбонату. $\times 60$.

Травление всех разновидей цветных псиломеланов протекает одинаково: HCl (1 : 1) травит до серого пятна, в котором четко выступают все трещинки. При травлении FeCl_3 кругом капли минерал слегка желтеет, под каплей очень резко выявляются все трещинки. H_2O_2 (30-процентная) дает бурное вскипание и глубокое травление, при оттирании цвет минерала восстанавливается.

* * *

Аккермановские псиломеланы как черные, так и цветные, были исследованы рентгенографически. Результаты этого исследования сведены в таблицу значений межплоскостных расстояний d (hkl) (табл. 10). Расчет d (hkl) дан для наиболее типичных обр. № 45—8, 122—6, 74—5, 143—1 и 50 а.

По четкости спектра и величинам межплоскостных расстояний дебаеграммы аккермановских псиломеланов можно разбить на два типа. Обозначим их: тип А и тип В.

К типу А относятся дебаеграммы всех черных псиломеланов (обр. № 50 а, 50—31 и 45—10). Дебаеграммы этих черных псиломеланов характеризуются очень слабой интенсивностью линий спектра. Это свидетельствует о том, что все они относятся к весьма тонкодисперсным системам, и в особенности обр. № 45—10, линии которого улавливаются с большим напряжением.

Значения межплоскостных расстояний $d(hkl)$ аккермановских псиломеланов

Тип В								Тип А		Псиломелан	
обр. № 45—8		обр. № 120—6		обр. № 74—5		обр. № 143—1		обр. № 50а		Smitheringale	
$d(hkl)$	<i>I</i>	$d(hkl)$	<i>I</i>	$d(hkl)$	<i>I</i>	$d(hkl)$	<i>I</i>	$d(hkl)$	<i>I</i>	$d(hkl)^*$	<i>I</i>
7,31	Сильная	7,31	Сильная	7,43	Очень сильная	7,31	Сильная	9,432	Сильная		
								4,797	Сильная		
3,69	Сильная	3,70	Средняя	3,73	Сильная	3,70	Средняя	4,099	Слабая		
				3,08	Очень сильная	3,50	Слабая	3,187	Слабая	3,10	Сильная
2,46	Слабая	2,46	Слабая	2,46	Средняя	2,46	Слабая	2,401	Сильная	2,38	Сильная
2,33	Сильная	2,33	Средняя	2,34	Сильная	2,33	Средняя	2,215	Слабая	2,15	Средняя
				2,24	Слабая	2,25	Слабая	1,982	Слабая		
2,06	Сильная	2,06	Средняя	2,06	Сильная	2,06	Средняя				
						1,90	Слабая				
1,75	Сильная	1,75	Средняя	1,75	Сильная	1,76	Средняя				
				1,63	Средняя	1,60	Слабая	1,534	Слабая		
1,50	Средняя	1,50	Слабая	1,50	Средняя	1,50	Слабая	1,480	Слабая		
1,42	Сильная	1,42	Средняя	1,42	Сильная	1,42	Средняя	1,416	Сильная	1,54	Средняя
1,399	Слабая	1,39	Слабая	1,38	Средняя	1,39	Слабая	1,349	Средняя	1,43	Слабая
								1,285	Средняя	1,34	Средняя
										1,30	Средняя

* Значения $d(hkl)$ даны приблизительно.

К типу В относятся дебаграммы цветных псиломеланов (обр. № 45—8, 45—8а, 122—6, 143—1, 59, 74—5, 59—29 и 79—12).

Наибольшей четкостью характеризуется спектр лилового чешуйчато-волоконистого псиломелана — обр. № 79—12. За ним в порядке уменьшения четкости и интенсивности спектра следуют: обр. № 74—5, 59—29, 59, 45—8а, 143—1 и 122—6.

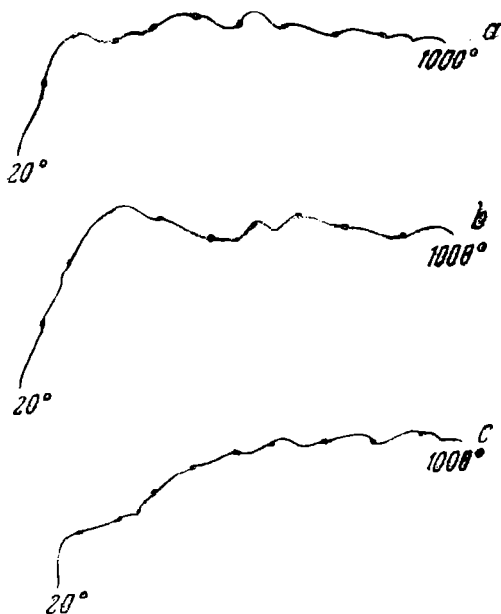
Дебаграммы обр. № 79—16, 79—16а и 79—16в дают более сложный спектр и расшифровываются А. Н. Ляминой следующим образом: обр. № 79—16 — смесь псиломелана типа А и псиломелана типа В; обр. № 79—16в — смесь псиломелана типа А и гетита; обр. № 79—16а — смесь псиломелана типа В и гетита.

Прежде чем излагать результаты термических исследований аккермановских псиломеланов, необходимо отметить, что для записей кривых нагревания, так же как и для химических анализов, были использованы минимально возможные навески образца, так как накопление мономинерального материала представляло значительные трудности. Естественно поэтому, что некоторые кривые носят несколько угловатый характер. Несмотря на этот недостаток, все же все кривые нагревания псиломеланов имеют вполне типичный облик и четко зафиксированные термические эффекты.

При сравнении кривых нагревания аккермановских псиломеланов (фиг. 23 и 24) оказалось, что их можно разделить на две группы. К первой группе относятся кривые нагревания с одной несколько осложненной эндотермической волной в интервале температур от комнатной до 800—900° с максимумом около 600—700° (фиг. 23 а и 23 с), или с максимумом около 300° (фиг. 23 в). Ко второй группе относятся кривые нагревания со следующей характеристикой: постепенный подъем кривой от комнатной температуры до 200° с небольшой остаточной при температуре 100—200°; резкий, наиболее четко выраженный эндотермический эффект в интервале температур 200—400° с твердо зафиксированным максимумом при 275—280° и широкая, размытая, не на всех термограммах одинаково проявленная эндотермическая волна в интервале температур 500—900° с максимумом при температуре 650° и иногда со слабым эффектом при температуре около 900° (см. фиг. 24). Первая группа включает три кривые нагревания: обр. № 50а, 50—31 и 45—10 черных псиломеланов, дебаграммами типа А. Вторая группа включает шесть кривых нагревания псиломеланов, образующих, по данным рентгенометрии, тип В.

Таким образом, как видим, псиломеланы типа А и псиломеланы типа В характеризуются совершенно определенными термическими эффектами.

На сущности термических эффектов, зафиксированных на кривых



Фиг. 23. Кривые нагревания псиломеланов типа А (вадов).

а—обр. № 45—10; б—обр. № 50а; с—обр. № 50—31.

нагревания, остановимся ниже — после освещения данных химического анализа аккермановских псиломеланов.

Для сравнения с рентгеновским и термическим анализами выпишем данные химических анализов псиломеланов соответственно по типу А и по типу В (табл. 11 и 12).

Таблица 11

Химический состав черных псиломеланов (тип А)

Компо- ненты	Обр. № 50а		Обр. № 50—31		Обр. № 45—10	
	весовые проценты	эквиваленты молекулярных количествов ×1000	весовые проценты	эквиваленты молекулярных количествов ×1000	весовые проценты	эквиваленты молекулярных количествов ×1000
SiO ₂	0,48				2,45	40
TiO ₂	—				0,07	
Al ₂ O ₃	0,42		0,15	1	1,25	12
Fe ₂ O ₃	0,30		0,49	3	6,90	43
Cr ₂ O ₃	—				0,13	
MnO	65,27	906	62,96	885	55,43	780
O ₂	13,80	682	12,99	810	11,56	722
CaO	3,23	58	2,30	41	2,31	41
MgO	1,99	50	1,75	44	3,06	76
NiO	1,25	16	1,41	18	0,27	
CoO	0,10		0,19	1	0,06	
BaO	—		1,47	9	0,31	
CuO	—		—		0,01	
SO ₃	—		—		0,13	
V ₂ O ₅	—		—		0,01	
CO ₂	—		—		Her	
H ₂ O ⁻	} 13,24	} 735	5,68	315	4,30	} 850
H ₂ O ⁺			7,19	400	11,20	
	100,08		96,58		99,45	

Прежде чем перейти к выводу соотношений между основными компонентами псиломеланов, необходимо вкратце указать на те принципы, которыми будем следовать при этих расчетах.

1. Состав псиломеланов выражается формулой: $x RO y MnO_2 z H_2O$. Вместе с MnO_2 возможен расчет SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 [7].

2. R в группе RO включает Ca, Mg, Mn⁺², Ni, Co.

3. Принципы расчета коэффициента z при H₂O для псиломеланов типа А и типа В, как это показывают кривые нагревания, должны быть различными. Кривые нагревания псиломеланов типа А в интервале температур 100—150° не обнаруживают скачка, который фиксировал бы качественно отличный характер воды, выделяющейся при температуре ниже и выше 100—110°. Наоборот, кривые нагревания псиломеланов типа В эффект выделения гигроскопической влаги до температуры 120—140° фиксируют поразительно четко и постоянно на всех термодиаграммах. Выделению конституционной воды отвечает отдельный термический эффект при $t \approx 260^\circ$. Вследствие этих обстоятельств коэффициент z для псиломеланов типа А должен учитывать всю или почти всю воду (H₂O⁺ и H₂O⁻), тогда как при расчете коэффициента z псиломеланов типа В должна приниматься во внимание лишь H₂O, выделяющаяся при температуре выше 110°.

Из таблиц химического состава псиломеланов (см. табл. 11 и 12) следует, что основными компонентами обеих групп псиломеланов является MnO₂, в группе же RO—Ca, Mg и Mn. Различие состава псиломе-

Химический состав цветных псиломеланов (тип В)

Компоненты	Обр. № 45—8		Обр. № 45—8а		Обр. № 122—6		Обр. № 79—12		Обр. № 143—1		Обр. № 74—5		Обр. № 59—29	
	весовые проценты	эквиваленты молекулярных количеств ×1000	весовые проценты	эквиваленты молекулярных количеств ×1000	весовые проценты	эквиваленты молекулярных количеств ×1000	весовые проценты	эквиваленты молекулярных количеств ×1000	весовые проценты	эквиваленты молекулярных количеств ×1000	весовые проценты	эквиваленты молекулярных количеств ×1000	весовые проценты	эквиваленты молекулярных количеств ×1000
SiO ₂	Нет	—	—	—	0,24	—	—	—	1,14	19	—	—	—	—
TiO ₂	Нет	—	—	—	Нет	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0,42	—	—	—	0,31	—	—	—	0,06	—	0,03	—	—	—
CrO ₃	0,06	—	—	—	0,06	—	—	—	Нет	—	—	—	—	0,12
Fe ₂ O ₃	0,35	—	0,20	—	1,83	11	—	—	Нет	—	—	—	—	—
MnO	60,41	850	59,58	838	56,46	795	58,84	828	38,54	240	0,29	—	0,14	—
O ₂	13,49	843	13,22	825	13,03	814	13,00	810	35,39	484	60,41	913	59,08	833
NiO	0,80	10	1,50	20	0,11	—	—	—	4,65*	290	13,62	852	13,50	843
CoO	0,01	—	0,10	—	0,05	—	—	—	0,21	—	0,61	8	1,73	23
CaO	10,85	193	5,72	102	12,00	214	—	—	0,025	—	Нет	—	0,05	—
MgO	2,43	60	1,80	45	2,84	71	—	—	6,82	121	7,85	140	6,94	124
aO	0,28	—	1,44	9	0,38	—	—	—	1,74	39	1,25	31	1,45	36
Сумма щелочей	Нет	—	—	—	—	—	—	—	0,23	—	0,5	—	0,33	—
SO ₃	0,12	—	—	—	Нет	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	Нет	—	—	—	0,13	—	—	—	0,59	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	Нет	—	—	—	Нет	—	—	—	0,20	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	2,79	—	—	—	Нет	—	—	—	0,61	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	8,00	600	5,00	310	Нет	—	—	—	0,29	—	—	—	—	—
					3,67	204	5,67	315	1,67	98	4,38	292	5,44	301
			8,25	458	9,57	531	8,67	483	7,84	430	9,72	540	8,67	482
	100,00		96,75		100,68		86,18		100		98,74		97,46	

* За содержание O₂ принят недостаток суммы анализа до 100%.

ланов обуславливается различием соотношений эквивалентов молекулярных количеств основных составляющих компонентов.

Пересчет данных весового состава на эквиваленты молекулярных количеств для псиломеланов типа А дает следующие результаты:

Обр. № 50а: 862 MnO_2 168 (Ca, Mg, Mn, Ni) O 735 H_2O .

Обр. № 122—6: 806 MnO_2 , 188 (Mn, Mg, Ca, Ni, Ba) O 715 H_2O .

Обр. № 45—10: 827 [(Mn, Si)O₂ (Fe, Al)₂O₃] 175 (Mg, Mn, Ca) O 850 H_2O .

Соотношение эквивалентов молекулярных количеств для псиломеланов типа В выражается следующими цифрами:

Обр. № 45—8: 843 MnO_2 270 (Ca, Mg, Ni, Mn) O 450 H_2O .

Обр. № 45—8а: 825 MnO_2 189 (Ca, Mg, Ni, Mn, Ba) O 458 H_2O .

Обр. № 74—5: 852 MnO_2 240 (Ca, Mn, Mg) O 540 H_2O .

Обр. № 59—29: 833 MnO_2 183 (Ca, Mn, Mg) O 482 H_2O .

Обр. № 122—6: 806 (MnO_2 , Fe_2O_3) 285 (Ca, Mg) O 531 H_2O .

Обр. № 79—12: 810 MnO_2 483 H_2O .

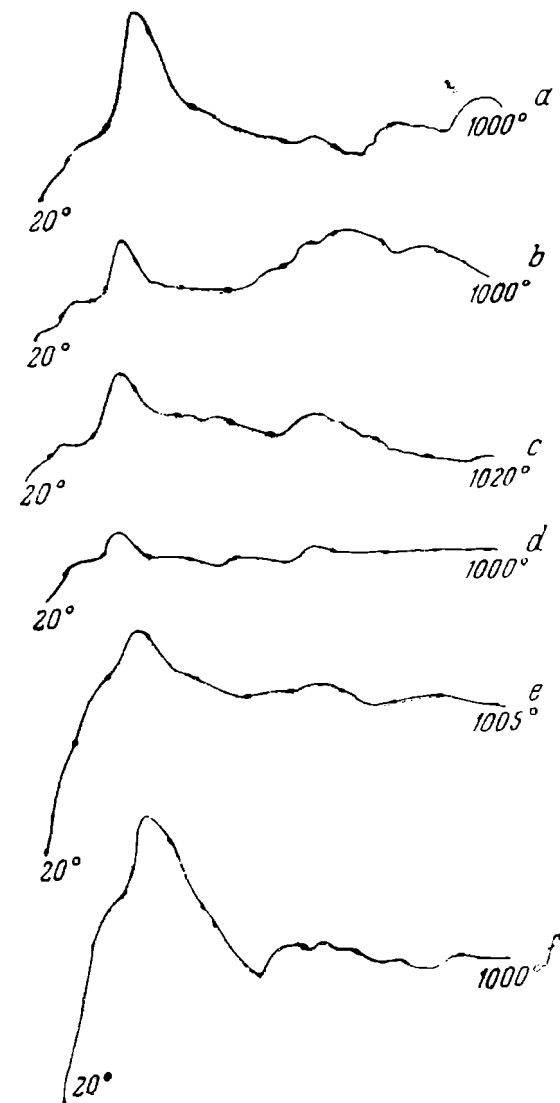
Обр. № 59: 805 MnO_2 549 H_2O .

Первый вывод, который можно сделать из анализов, сводится к непостоянству количественного химического состава псиломеланов, в частности по элементам группы RO. Так, весовые проценты содержания CaO и MgO в псиломеланах типа В могут возрастать в 2 раза, BaO—в 7 раз, а NiO—в 15 раз. Одновременно и сумма RO от образца к образцу меняется.

Содержание воды, выделяющейся из псиломеланов при температуре выше 110°, колеблется от 7,84 до 11,2%.

Наибольшим постоянством отличается содержание MnO_2 , колеблющееся приблизительно от 56,5 до 60,5%. Исключение представляет обр. № 143—1, о котором будет сказано ниже.

Соотношение эквивалентов молекулярных количеств марганца и активного кислорода показывает, что подавляющее количество марганца в псиломеланах обеих групп содержится в форме двуокиси.



Фиг. 24. Кривые нагревания псиломеланов типа В (рансьейтов и бростенита).

a—обр. № 45—8; b—обр. № 143—1; c—обр. № 122—6; d—обр. № 74—5; e—обр. № 45—8; f—обр. № 59—29.

Обр. № 122—6 и 59—29 показывают некоторый избыток активного кислорода над содержанием MnO ; наоборот, обр. № 79—12, 45—8 и 45—8а обнаруживают незначительное превышение содержания MnO . Отклонения эти настолько малы, что данные химического анализа при определении марганца и активного кислорода находятся на грани точности. Избыточный над двуокисью марганец причисляется в виде Mn^{+2} к группе RO .

Если предполагать, что псиломеланы представляют собой кристаллогидраты марганцевых и марганцовистых кислот, в которых ионы водорода способны замещаться щелочными или щелочно-земельными катионами, то псиломеланы одного и того же типа должны отличаться постоянством стехиометрических отношений между основой кислотного радикала MnO_2 и суммой RO и H_2O . Если проверить это отношение для наиболее чистых разностей аккермановских псиломеланов, то мы увидим, что для каждой из установленных групп оно выдерживается довольно четко и отличается наибольшим постоянством.

Так, для псиломеланов типа В отношение $MnO_2 : RO + H_2O$ равно: обр. № 45—8—1,17, обр. № 45—8а—1,27, обр. № 47—5—1,10, обр. № 59—29—1,25, что в среднем равно 1,2.

Отношение MnO_2 к сумме $RO + H_2O$ для псиломеланов типа А получило следующие выражения: обр. № 50а—0,95; обр. № 50—31—0,90; обр. № 45—10—0,90. Несомненно, конечно, что для псиломеланов типа А отношения эти несколько искажены, так как часть воды должна быть отнесена к адсорбированной. Для простоты расчетов (полагая при этом недалекое отклонение от действительности) примем отношение $MnO_2 : RO + H_2O = 1$, отнеся избыток H_2O на счет гигроскопической влаги.

Таким образом, принимаем для псиломеланов типа А отношение $MnO_2 : RO + H_2O = 1$, а для псиломеланов типа В 1,2 или $6MnO_2 : 5(RO + H_2O)$.

По рентгеновским снимкам и кривым нагревания к псиломеланам типа В отнесен обр. № 143—1, содержащий в своем составе около 38% Fe_2O_3 . При содержании в минерале подобных количеств Fe_2O_3 необходимо прежде всего проверить, не является ли здесь Fe_2O_3 механической примесью. Наиболее эффективной проверкой должны быть рентгеновское исследование и термический анализ. Макроскопически и микроскопически минерал представляется вполне однородным. Кривая нагревания псиломелана, обр. № 143—1 (фиг. 24 в), имеет облик, типичный для псиломеланов этой группы. Остановка при температуре 300—400°, обычно столь четко фиксирующая эндотермическую реакцию распада моногидрата Fe_2O_3 , отсутствует. Дебаеграмма псиломелана, обр. № 143—1, не обнаруживает линий, характерных для каких-либо форм свободной окиси-гидроокиси железа.

Если предположить, что Fe_2O_3 входит в решетку псиломелана типа В, замещая Mn^{+4} , то, по правилу электростатических валентностей Паулинга [26], количество отрицательных валентностей в таком комплексе должно возрасти. Соответственно должно возрасти и количество катионов в соединении. В действительности, в псиломелане, обр. № 143—1, отношение молекулярных количеств $MnO_2 : RO + H_2O = 0,7$, т. е. приблизительно на 40% отличается от такового для безжелезистых псиломеланов типа В.

В соответствии с химическим составом аккермановских псиломеланов и принятым нами взглядом на химическую структуру псиломеланов можно высказать следующие предположения о сущности термических реакций, наблюдаемых на кривых нагревания аккермановских псиломеланов.

Наиболее четкую картину термических превращений дают псиломеланы типа В, термограммы которых приведены на фиг. 24.

Плавный участок подъема кривой до температуры 120—150° соот-

ветствует удалению гигроскопической влаги; сильный и наиболее характерный для этого типа псиломелана эндотермический эффект с максимумом при температуре 260—280° связан с распадом кристалло-гидрата кислой соли марганцевой кислоты, превращением ее в пиролюзит. Дальнейшие термические эффекты связаны уже с превращениями пиролюзита: в интервале температур 600—800° с максимумом около 700°—распад пиролюзита с отдачей кислорода и переходом в браунит и затем, при температуре около 900°, эффект, соответствующий переходу браунита в гаусманнит. Последние две остановки выражены значительно слабее, чем на кривых нагревания обычных пиролюзитов, а браунитовый эффект на двух кривых и вовсе отсутствует. Очевидно, это может найти себе объяснение в том, что пиролюзит, возникающий при распаде псиломеланов, характеризуется высокой степенью дисперсности, следствием чего и является размытый характер волн, обусловленный постепенностью превращений дисперсной фазы вещества, в отличие от резких скачков, сопровождающих превращение крупнокристаллических агрегатов.

Кривые нагревания псиломеланов типа А отличаются отсутствием границы выделения гигроскопической и конституционной воды, как это отмечалось уже выше. Причина этого может лежать в тонкодисперсном строении псиломеланов типа А, обуславливающим меньшую резкость и четкость термических эффектов при переходе от одного минерального вида к другому. Вообще же в слабо намеченном виде пиролюзитовый и браунитовый эффекты имеют место и здесь.

Номенклатура аккермановских псиломелан-вадов

В руководствах и курсах по минералогии и в специальных монографиях номенклатура группы псиломелан-вадов основывается главным образом на характере и количественном содержании «примесей» (CaO, BaO, NiO, CoO, Al₂O₃, Fe₂O₃ и др.).

Остановимся на вопросе о подразделении на псиломеланы и вады.

В большинстве руководств и монографий вады считаются землистой, рыхлой разновидью псиломеланов. А. К. Болдырев предлагает к вадам причислять также «порошковатую марганцевую охру» [5], независимо от ее минералогического состава. Таким образом, к вадам могут быть отнесены пиролюзиты, манганиты и другие марганцевые минералы, если только они вследствие каких-то причин оказались в дезагрегированном состоянии. Неправильность такой классификации очевидна.

Учитывая гелевую природу псиломелан-вадов [24, 25] и данные рентгеновского анализа, мы полагаем, что вады правильнее рассматривать как разновидности только псиломеланов, характеризующиеся высокой степенью дисперсности (начальная стадия кристаллизации вещества) и, следовательно, размытым, бедным дифракционным спектром при рентгеновском анализе и размытыми термическими эффектами при нагревании, что выражается в образовании одной, несколько осложненной эндотермической волны на кривых нагревания. Псиломеланы же макроскопически могут представлять собой и крипнокристаллические тела, но при рентгеновском анализе должны давать более или менее четкий дифракционный спектр, характеризующий полнокристаллическое состояние вещества, и в соответствии с этим (учитывая химический состав псиломеланов) при нагревании претерпевать превращения, сопровождающиеся ощутительными термическими эффектами, заключенными в определенном интервале температур. Твердость, агрегатное состояние могут быть приняты как предварительные критерии для отнесения ми-

нерала к псиломелану или к ваду. Яснокристаллическое строение (чешуйчатое или волокнистое) даже при очень низкой твердости минерала позволяет причислять его к псиломеланам. Вады являются слабо-раскристаллизованными аналогами псиломеланов, обладая тем же составом, что и последние.

Наиболее полная сводка классификаций псиломеланов и вадов по составу содержится у А. К. Болдырева [5]. Он предлагает придерживаться следующих норм для установления разновидностей по содержанию того или другого компонента в псиломелане или ваде: нижний предел содержания для BaO , CaO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , SiO_2 —5%; для K_2O , CuO , CoO , NiO , ZnO , PbO —2%; для Na_2O , Li_2O —1%; для Ra—ясная радиоактивность.

Исходя из всего изложенного, может быть установлена следующая номенклатура аккермановских псиломелан-вадов:

1. В а д ы — минералы, описанные выше как псиломеланы типа А. По химическому составу они делятся на две разновидности:

а) *кальцево-магнезиально-железистый вад* (обр. № 45—10), по химическому составу, почти полный аналог бростенита из Бростени (Румыния [28, стр. 876, анализ № 3];

б) *кальцево-магнезиальный вад* — аналог рансьеитов.

2. П с и л о м е л а н ы — минералы, объединенные в группу псиломеланов типа В.

Среди аккермановских псиломеланов выделяются:

а) *Бростенит* (табл. 12, обр. № 145—1). Характерными свойствами аккермановского бростенита является высокое содержание железа, кальция и магния по сравнению с классическими анализами бростенитов [28, стр. 876].

б) *Рансьеит* (табл. 12, обр. № 45—8, 45—8а, 122—6, 74—5, 59—29) — в классической интерпретации кальциевый явно кристаллический псиломелан. Аккермановский рансьеит является магнезиально-кальциевым псиломеланом как явно кристаллической, так и криптокристаллической структуры, состав которого, впрочем, отличается незначительно от состава типичного рансьеита.

Аkkerмановские вады, бростениты и рансьеиты в качестве постоянной примеси содержат никель и кобальт. Некоторые разновидности рансьеитов содержат никель в таком количестве, что к основному названию их следует прибавлять прилагательное «никелистый». Так, например, обр. № 59—29, 45—8, 45—8а (см. табл. 12) представляют собой никелистые рансьеиты.

МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ АЛЮМОКРЕМНЕВЫХ КИСЛОТ

Минералы этой группы в виде макроскопически различных, индивидуализированных минеральных тел в рудах Аккермановского месторождения почти не встречаются. Исключение составляют голубоватые эпигенетические монтмориллониты и слегка зеленоватые галлузиты. Но количество тех и других весьма незначительно. Обыкновенно глинистые минералы в аккермановских рудах макроскопически совершенно не улавливаются, сливаясь с охристой массой гидрогетита. Только пластичность, которая появляется в охристых рудах при увлажнении, указывает на существенное участие в рудах глинистых минералов. Механический анализ аккермановских руд устанавливает содержание фракций $<0,01$ мм, т. е. глинистого вещества, более 30%. Методы изучения этих глинистых фракций руд были освещены выше, поэтому перейдем к непосредственному описанию тех глинистых минералов, наличие которых удалось установить в рудах Аккермановского месторождения.

Галлуазит является основным минералом, составляющим глинистую фракцию руд. В тех редких случаях, когда имеются индивидуализированные его выделения, он представляет собой аморфную, слегка зеленоватую, плотную массу, в виде мелких неправильной формы гнездышек, которые разъедаются охристым гидрогетитом.

Под микроскопом галлуазит обладает слабо проявленной анизотропией, сероватой интерференционной окраской и неравномерной слегка зеленоватой и буроватой окраской в проходящем свете. Показатели преломления: $N_g = 1,544$; $N_p = 1,538 \pm 0,0015$; $N_g - N_p = 0,006$.

Химические анализы концентрата из гнезд галлуазита приводятся в табл. 13.

Таблица 13

Компоненты	Обр. № 70—2в		Обр. № 138—1в		Обр. № 69—1		Обр. № 69—6		Обр. № 96—1д		
	весовые проценты	эквиваленты молекулярных количеств $\times 1000$	весовые проценты	эквиваленты молекулярных количеств $\times 1000$	весовые проценты	эквиваленты молекулярных количеств $\times 1000$	весовые проценты	эквиваленты молекулярных количеств $\times 1000$	весовые проценты	эквиваленты молекулярных количеств $\times 1000$	
SiO ₂	21,80	364	20,51	341	44,00	734	40,20	670	44,78	745	
TiO ₂					1,15		1,25		0,13		
Al ₂ O ₃	17,86	175	11,70	114	24,40	258	31,20	306	25,35	248	
Cr ₂ O ₃					0,32		0,39		0,07		
Fe ₂ O ₃	47,30	295	46,60	290	17,30	108	12,40	77	7,47	46	
NiO	0,82		1,13		не обнар.		0,57		0,66		
CoO	0,06										
MnO	0,40		0,40		следы		0,11		0,08		
MgO					1,87	46	2,26	56	2,47	61	
CaO					не обнар.		не обнар.		0,72		
H ₂ O ⁺					8,96	598	11,62	645	9,65	536	
H ₂ O ⁻									8,48	470	
Влага	88,24		80,51		98,0 1,78		100,0 2,0		99,86		
		Отношения молекулярных количеств Al ₂ O ₃ : SiO ₂									
		1 : 2	1 : 3	1 : 2,7	1 : 2,14	1 : 2,53*					

* Отношение молекулярных количеств Al₂O₃ + Fe₂O₃ : SiO₂.

Кривая нагревания этого образца (фиг. 25) дает термические эффекты, характерные для галлуазита. Только первая эндотермическая волна несколько велика. Можно предполагать, что увеличение получается за счет примеси монтмориллонита, имеющего в этом интервале температур термический эффект с большей амплитудой.

Данные рентгеновского анализа образца галлуазита подтверждают предположение о наличии в нем примеси монтмориллонита, так как, по заключению А. Н. Ляминой, на дебаеграмме линии, характерные одновременно для галлуазита и для монтмориллонита, оказываются усиленными.

При микроскопическом исследовании руд галлуазиты вместе с охристым гидрогетитом обнаруживаются в цементирующей массе конгломератовых и песчанниковых руд. И здесь, как в обособленных индивидуализированных выделениях, галлуазиты характеризуются неоднородной зеленовато-буровой окраской в проходящем свете. Они слагают то микрочешуйчатые агрегаты, то аморфные, изотропные сгустки.

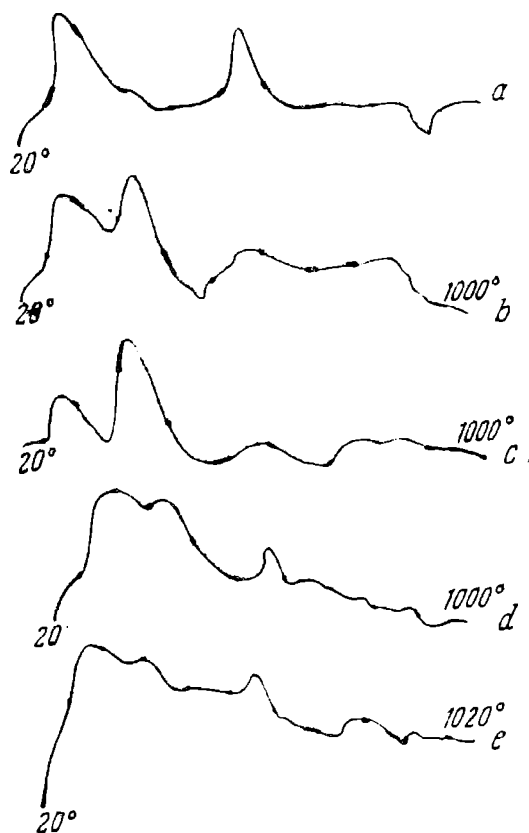
Показатель преломления N_m изменчив: для слабо окрашенных чешуек он обычно колеблется около $1,585 \pm 0,002$, а для бурых или зеленых доходит до $1,652 \pm 0,002$. Местами можно наблюдать более крупно раскристаллизованные участки, где присутствуют характерные прямоугольные чешуйки каолинита (фиг. 26). Показатель преломления чешуек и слабо анизотропной чешуйчатой массы определен: $1,560 < N_m < 1,565$, что соответствует показателю преломления каолинита.

Для химической характеристики галлуазитов приведен ряд анализов глинистых фракций руд (см. табл. 13). Часть из них (обр. № 70—2в, 138—3в) отвечает глинистым фракциям руд в их естественном виде, только отмученным в воде.

Анализы обр. № 69—1 и 69—6 представляют собой пересчитанные на гидросиликатную часть (откинута потеря, идущая за счет серы) анализы глинистых фракций руд, подвергнутых сероводородной обработке. Обр. № 96—14 — отобранный вручную концентрат индивидуализированных выделений галлуазита с примесью монтмориллонита.

Приведенные в таблице отношения молекулярных количеств Al_2O_3 и SiO_2 колеблются от точно отвечающего формуле галлуазита отношения 1 : 2 в обр. № 70—2в до отношения 1 : 3 в обр. № 138—1в. Присутствие магния во всех проанализированных на этот элемент образцах и повышенная величина отношения $Al_2O_3 : SiO_2$ свидетельствуют о том, что в качестве значительной примеси в описываемых образцах присутствует монтмориллонит. Это соответствует тому, что сказано для индивидуализированных выделений галлуазита (обр. № 96—14).

Кривые нагревания глинистых фракций (не подвергавшихся никакой обработке), алюмосиликатная часть которых по оптическим свойствам и химическому составу относится к галлуазиту, представлены на фиг. 25.



Фиг. 25. Кривые нагревания аккермановских галлуазитов.

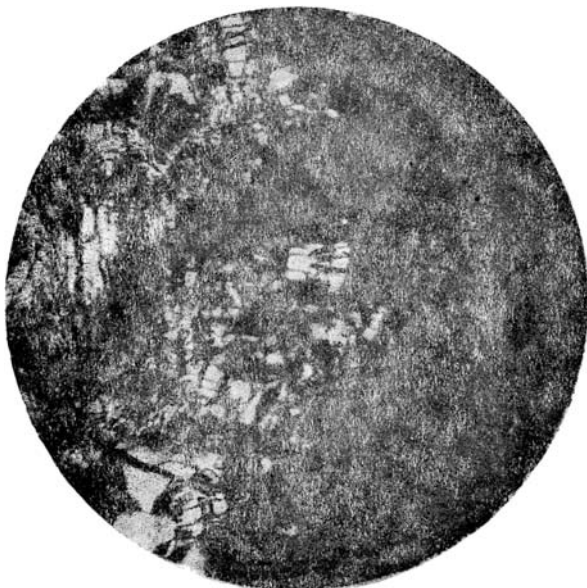
a—обр. № 94—14; *b*—обр. № 133—1в; *c*—обр. № 76—6в; *d*—обр. № 69—6; *e*—обр. № 79—19.

Термические эффекты, зафиксированные на этих кривых, довольно типичны для кривых нагревания галлуазитов, содержащих примесь монтмориллонита.

Первая, ясная эндотермическая, остановка четко фиксируется при температуре примерно от 180 до 200°. Амплитуда ее несколько велика для кривых нагревания типичных галлуазитов [19] и может найти себе объяснение в примеси монтмориллонита. Вторая, каолиновая, остановка имеет место около 500—600° и не у всех выражена одинаково интенсивно. Третья, экзотермическая, остановка при 900° имеет место на всех кривых нагревания с некоторыми изменениями

в отношении интенсивности и положения максимума. Помимо этих трех волн, вполне точно характеризующих галлуазит, на всех кривых нагревания без исключения имеет место эндотермическая волна в интервале температур от 300 до 400°, вызванная распадом моногидрата окиси железа, постоянно присутствующего в свободном состоянии в глинистой фракции руд.

Вопрос о том, не связана ли часть железа с галлуазитом, не может быть сейчас решен окончательно. Судя по анализу индивидуализированной разности галлуазита (обр. № 96—14), небольшое количество железа, очевид-



Фиг. 26. Чешуйчатые агрегаты каолинита в слабо анизотропной глинисто-гидрогетитовой массе из цемента конгломератовых руд. $\times 80$.

но, характерно для состава аккермановских галлуазитов.

Монтмориллонит присутствует в рудах Аккермановского месторождения в двух разностях. Первая разность — сингенетическая, подобно галлуазиту, тонко рассеянная в рудной массе и тесно перемешанная с окристым гидрогетитом. Вторая разность — эпигенетическая, образующая прожилки, гнезда, втеки.

Сингенетический монтмориллонит от значительных количеств поглощенного никеля, часто обладает буровато-зеленоватым, а иногда и темнозеленым цветом. После сероводородной обработки, когда, помимо свободного железа, уходит и часть адсорбированного никеля, монтмориллонит приобретает сероватую окраску.

Показатели преломления (N_m) аккермановских монтмориллонитов даны ниже (табл. 14).

Под микроскопом по структуре монтмориллонит мало отличается от галлуазита. Он часто образуется по кремнистым кластическим элементам в рудах — галькам и песчинкам кварца и кремнистых сланцев.

Агрегаты монтмориллонита характеризуются различной степенью раскристаллизации и дают то почти совсем аморфные сгустки, то мелкочешуйчатые формы. Окраска в проходящем свете меняется от светлорубой до зеленовато-бурой. Величина двупреломления, судя по серой интерференционной окраске, весьма незначительная.

№ образца	Показатели преломления N_m		
	в шлифе	после сероводородной обработки	после 5%-ной соляно-кислой вытяжки
137—5	1,643 ± 0,002	1,590 ± 0,002	1,560 ± 0,002
50—6	1,670	—	1,503 ± 0,001
101—5	1,587 ± 0,001	—	—
137—6	—	1,622 ± 0,002	—
69—25	1,561 ± 0,002	—	—

Химические анализы глинистых фракций руд, в основном состоящих из монтмориллонита, даны в табл. 15.

Сингенетические монтмориллониты представлены обр. № 101—5, 50—6, 137—5 и 137—6. Обр. № 101—5 представляет собой глинистую фракцию первичных осадочных руд, очищенную от посторонних примесей центрифугированием в жидкости Туле; удельный вес 2,6. Три последующих образца — отмученные глинистые фракции руд, проанализированных после сероводородной обработки. Химические анализы пересчитаны на гидросиликатную часть анализа.

Из анализов и расчета отношений молекулярных количеств $Al_2O_3 : SiO_2$ следует, что аккермановские монтмориллониты ближе подходят к формуле монтмориллонита с четырьмя молекулами SiO_2 на одну молекулу Al_2O_3 . Только обр. № 101—5 дает отношение $SiO_2 : Al_2O_3$, приближающиеся к 5.

Никель является постоянной примесью аккермановских монтмориллонитов, которые концентрируют его больше, чем галлуазиты. О характере связи никеля с глинистыми минералами будет сказано ниже.

Кривые нагревания сингенетических монтмориллонитовых фракций руд (фиг. 27 *a—e*) характеризуются незначительной амплитудой волны при каолиновой остановке по сравнению с амплитудой волны при первой эндотермической остановке (в интервале температур 180—190°), которая несколько сдвинута в сторону высоких температур. Экзотермический эффект при температуре 900° либо слабо намечен, либо совсем отсутствует. На некоторых кривых (фиг. 27 *c, d*) слабо намечена эндотермическая волна с максимумом при температуре около 850°.

Сравнение кривых нагревания сингенетических монтмориллонитовых фракций руд с кривыми нагревания типичных, чистых монтмориллонитов, за образец которых, по всем признакам, можно взять кривые нагревания эпигенетических монтмориллонитов, показывает, что в первых присутствуют две существенные примеси: 1) гидрогетит (волна с максимумом в интервале температур 330—340°) и 2) галлуазит (благодаря которому каолиновый скачок фиксируется резче, чем для нормальных монтмориллонитов).

Эпигенетический монтмориллонит представляет собой голубовато-серую тонкодисперсную восковидную пластичную массу и встречается в различных горизонтах рудного тела, преимущественно в западной части месторождения. Он образует неправильные гнезда, линзочки и чаще всего прожилки мощностью 1—2 см. Иногда образование монтмориллонита происходит в виде тонких примазок на плоскостях скольжения в нижних горизонтах рудного тела.

Местами монтмориллонит подвергается ожелезнению. При этом он приобретает сначала зеленовато-желтый, а потом красноватый цвет, не меняя своих физических свойств. Ожелезнение происходит путем про-

Ком- по- ненты	Обр. № 58—14		Обр. № 58—13		Обр. № 58—12		Обр. № 101—5		Обр. № 50—6		Обр. № 137—5		Обр. № 137—6	
	весовые проценты	эквиваленты молекулярных количеств ×1000	весовые проценты	эквиваленты молекулярных количеств ×1000	весовые проценты	эквиваленты молекулярных количеств ×1000	весовые проценты	эквиваленты молекулярных количеств ×1000	весовые проценты	эквиваленты молекулярных количеств ×1000	весовые проценты	эквиваленты молекулярных количеств ×1000	весовые проценты	эквиваленты молекулярных количеств ×1000
SiO ₂	50,32	838	49,15	820	49,97	830	53,35	990	35,0	584	38,82	649	46,6	778
TiO ₂	0,90		0,91		0,91		0,98		Следы		0,74		0,72	
Al ₂ O ₃	16,83	165	15,67	154	15,89	156	20,92	206	18,4	180	17,30	169	19,60	192
Cr ₂ O ₃	0,07		0,07		0,11				0,43		0,32		0,13	
Fe ₂ O ₃	8,40	52	9,65	60	10,90	68	7,41	46	20,2	126	27,2	170	22,78	142
FeO	0,41		0,33		0,18		Нет		Нет		Нет		Нет	
CaO	2,02	36	2,55	45	2,23	37	Нет		Нет		Нет		Нет	
MgO	3,71	92	3,58	89	3,34	83	2,29	57	4,34	108	3,05	76	3,67	91
MnO	0,04		0,05		0,04	Следы			0,19		0,07		0,07	
NiO	0,07		0,06		0,09		0,61		3,25	43	1,70	22	0,13	
CoO	0,0		0,1		0,00									
K ₂ O	3,23	34	3,08	33	2,29	24			0,39	4	0,42	4		
Na ₂ O	0,35		0,53		0,58				1,0	16	0,50	8		
P ₂ O ₅	0,05		0,41		0,32									
SO ₃	0,14		0,09		0,07									
CO ₂	0,14		0,13		0,05									
H ₂ O	4,66	260	4,58	254	4,70	260	15,59			934	9,4	521	6,3	350
H ₂ O ⁻	8,54	475	8,97	495	8,68	470			16,80					
Влага	99,88		99,82		100,35		101,15		100,00		99,52		100,00	
							1,71		1,71		3,70		3,94	
	Отношения молекулярных количеств (Ca, Mg, K ₂)O : Al ₂ O ₃ : SiO ₂													
	1,0 : 1,0 : 5,15		1,08 : 1,00 : 5,3		1,0 : 1,08 : 5,75		1,0 : 3,0 : 9,70		1,0 : 1,65 : 5,40		1,0 : 2,20 : 8,45		1,0 : 2,10 : 8,50	

никновения Fe_2O_3 в массу монтмориллонита по трещинкам, порам и тончайшим капиллярам. Ожелезнение связано только с пигментацией монтмориллонита.

Микроскопически монтмориллонит представляет собой полнокристаллический агрегат, в проходящем свете почти бесцветный или окрашенный в слабые зеленоватые тона. При скрещенных николях обнаруживает чешуйчатое сложение с агрегатным погасанием.

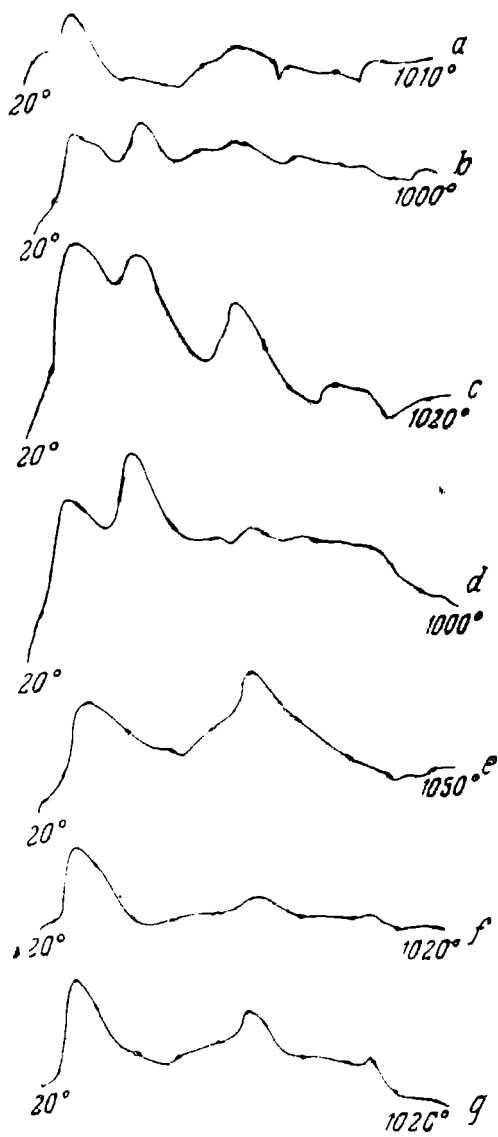
Ожелезнение начинается от трещинок и, проникая далее в массу чешуйчатого монтмориллонита, сообщает ей буроватые тона. В проходящем свете такие участки характеризуются аномальной интерференционной окраской.

Определение показателя преломления чистого монтмориллонита иммерсионным методом дает $N_m = 1,5625 \pm 0,0025$.

Химический анализ чистой голубоватой разновидности монтмориллонита дан в табл. 15 — обр. № 58—14; обр. № 58—13 соответствует зеленовато-желтоватой разновидности, обр. № 58—12 — красноватой разновидности. Химические анализы показывают, что, несмотря на резкие различия в окраске, которые казалось бы, должны были сопровождаться резкими отклонениями в содержании железа, в красноватой разновидности содержание Fe_2O_3 лишь на 2,5% более, чем в совершенно не окрашенной разновидности.

Расчеты стехиометрических отношений окислов, входящих в минерал, свидетельствуют о постоянстве состава монтмориллонита и о близком соответствии с теми канонизированными формулами монтмориллонита, которые дают состав его: $(Ca, Mg) O Al_2O_3 5SiO_2 nH_2O [H]$.

Из данных химических анализов можно усмотреть две особенности аккермановских эпигенетических монтмориллонитов: 1) в группе RO магний преобладает над кальцием и существенную роль, количественно равноценную роли кальция, играет калий; 2) в группе полуторных окислов, помимо алюминия, присутствует и железо в количестве приблизительно $\frac{1}{3}$ от молекулярного количества алюминия (Al_2O_3).



Фиг. 27. Кривые нагревания аккермановских монтмориллонитов.

a — обр. № 137—5 после обработки HCl; b — обр. № 137—5; c — обр. № 137—6; d — обр. № 50—6; e — обр. № 101—5 f — обр. № 58—12; g — обр. № 58—13.

Вхождение железа в состав монтмориллонита доказывается тем, что совершенно не окрашенные разности обнаруживают присутствие около 8,5% Fe_2O_3 , в то время как на кривых нагревания окрашенных (фиг. 27 г) и неокрашенных (фиг. 27 е) разностей гидрогетитовой скачок отсутствует.

Вообще кривые нагревания аккермановских монтмориллонитов вполне типичны: как окрашенная, так и неокрашенная разности дают четкую эндотермическую волну с максимумом при температуре 170—175°, слабо наметенный каолиновый эффект при 580—600°, эндотермическую остановку при 830—950°, при отсутствии экзотермического эффекта.

В соответствии с химическим составом и физико-химическими свойствами аккермановских эпигенетических монтмориллонитов, их можно отнести к щелочным кальциево-магнезиальным ферри-монтмориллонитам. По сравнению с другими глинистыми минералами никель они концентрируют в минимальном количестве.

МИНЕРАЛЫ СВОБОДНОЙ КРЕМНЕКИСЛОТЫ

Кварц пользуется сравнительно ограниченным распространением в рудах. Он развит в двух формах: 1) кластические зерна угловато-окатанных очертаний (фиг. 28), чаще всего приуроченные к типу песчаниковых руд и значительно реже встречающиеся во всех остальных типах, и 2) гребенчатый кварц в жеодах и микрожеодах, где он в порядке выделения обычно следует за гидрогетитом и сидеритом и предшествует псиломеланам. Характер микрожеод хорошо выражен на фиг. 3, а порядок выделения в жеодах можно проследить на фиг. 2. Следует отметить, что наибольшее количество кварца такого типа обычно связано с жеодовыми или брекчиевидными рудами.

Халцедон присутствует в рудах в сферолитовых формах, являясь сингенетичным самим рудам, а кроме того, пользуется широким распространением в обломках кремнистых сланцев (фиг. 29), в изобилии встречающихся в различного типа рудах, но преимущественно в гидрогетитово-глинистых конгломератах. В нижних горизонтах рудной толщи иногда присутствует в виде оторочек на прожилках и выделениях опала.

Опал отмечается в тесном сростании с гидрогетитом афанитового характера в жеодах, а кроме того, в некоторых случаях образует сеть переплетающихся прожилков в нижних горизонтах рудного тела.

РУДНЫЕ И ЛЕГИРУЮЩИЕ АКЦЕССОРИИ

К рудным акцессориям относится магнетит, к легирующим хромит.

Магнетит устанавливается в рудах только под микроскопом в виде кластических зерен угловатых очертаний. Он встречается во всех типах руд, преимущественно в нижних горизонтах рудного тела. Количество магнетита очень незначительно.

Хромит присутствует также в виде кластического материала и распространен во всех типах руд. Он совершенно не окатан, иногда даже встречаются идиоморфные кристаллы. Количество хромита в рудах достигает иногда 1,5—2%.

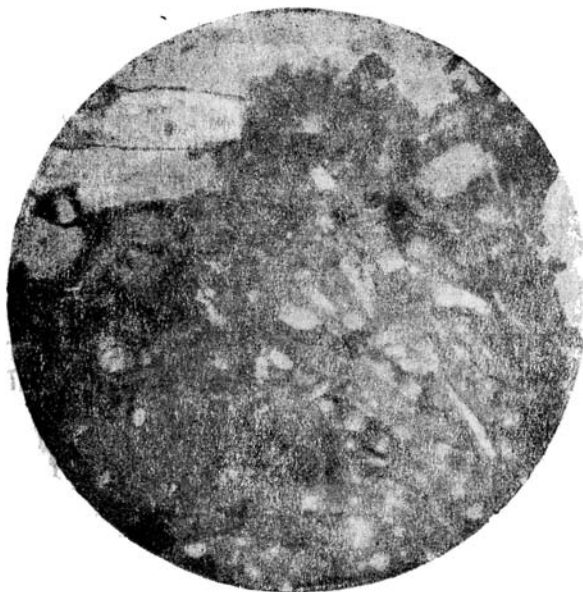
НЕРУДНЫЕ АКЦЕССОРИИ

Слюды представлены мусковитом и гидрослюдами, имеющими вид мелких чешуек размером 0,02—0,01 мм. Они встречаются во всех типах руд, но чаще среди железистых песчаниково-глинистых разностей.

Карбонаты. Из карбонатов среди руд участка «Железняки» отмечено распространение только двух минералов: 1) кальцита и 2) сидерита.



Фиг. 28. Неправильные выделения кальцита (*a*) и кластические зерна кварца (*b*) в гидрогетитовой массе руды.



Фиг. 29. Замещение гальки радиолярита глинистым агрегатом. Глинисто-гидрогетитово-охрястая руда. $\times 40$.

1. Кальцит пользуется более широким распространением, чем сидерит. Он чаще всего связан с крупными обломками известняка, встречающимися обычно в нижней части рудной толщи; реже он залегает в мелких кластических зернах или в прожилках среди более высоких горизонтов руд, и совсем уже редко крупные кристаллы кальцита можно встретить совместно с порошковатым пиролюзитом.

2. Сидерит приурочен исключительно к жеодам, где он встречается в виде мелких тупых ромбоэдров зеленовато-серого цвета, иногда образующих шаровидные агрегаты. Корочки этих шаровидных агрегатов ромбоэдров сидерита обычно располагаются в жеодах на криптокристаллическом гидрогетите (см. фиг. 2); все марганцевые минералы, кварц и халцедон являются более поздними образованиями.

Сульфаты. Сульфаты среди руд Аккермановского месторождения представлены двумя минералами: 1) гипсом и 2) баритом.

1. Гипс встречается среди кремнисто-гидрогетитово-глинистых конгломератов, участвуя в составе цемента. Он представляет собой довольно крупные таблитчатые кристаллы, примерно такого же облика, какие встречаются и в третичных глинах и в глинистых сланцевых породах турне.

2. Барит в виде таблитчатых кристаллов слегка зеленоватого цвета размером 1—1,5 см встречается в жеодах гидрогетита и пиролюзита, являясь самым поздним минералом среди всех минералов, принимающих участие в сложении жеоды. Под микроскопом отличается серой интерференционной окраской, отрицательным удлинением и показателями преломления: $N_g = 1,638 \pm 0,002$; $N_p = 1,632$; $N_g - N_p = 0,006$. Это соответствует оптическим свойствам барита.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ, СОДЕРЖАЩИХ ЛЕГИРУЮЩИЕ ПРИМЕСИ

К минералам, содержащим легирующие примеси в Аккермановском месторождении относятся минералы ферри-гидроокисные (концентрируют Ni и Co), марганцевые (концентрируют Ni и Co) и глинистые (концентрируют Ni).

Физико-химическое исследование имело своей основной целью выяснение прочности и, по возможности, характера связи легирующих элементов с концентрирующими их минералами. Исследования проводились в геохимической лаборатории ВИМС. Эксперименты проведены сотрудниками лаборатории Н. П. Борозденко и А. П. Бочаровой и, в незначительной доле (качественное разложение псиломелана и пиролюзита с наблюдением за поведением Ca, Mn, Mg и Fe), автором данной работы. Результаты исследований даются по минеральным группам.

Минералы группы окиси-гидроокиси железа

Для исследования были взяты два образца: 1) волокнистый гидрогетит (см. табл. 6) и 2) турьит (см. табл. 7).

Экспериментирование проводилось с минералами, измельченными в порошок. Ситовой анализ порошков минералов дан в табл. 16.

Таблица 16

Минерал	Содержание зерен в %		
	0,25—0,11 мм	0,11—0,03 мм	<0,03 мм
Гидрогетит	Нет	28,0	72,0
Турьит	0,6	15,4	84,0

Выяснение прочности связи никеля и кобальта, содержащихся в ферри-гидроокисных минералах, производилось путем отмывания чистой водой, водой, содержащей углекислоту, вытеснением 1%-ным раствором NaCl и, наконец, извлечением никеля и кобальта в солянокислые вытяжки. Для этих опытов бралась навеска 1 г.

Первое отмывание производилось чистой водой. Навеска помещалась в мерную колбу объемом 100 см³ и в течение 24 часов подвергалась действию чистой воды. Затем осадок отфильтровывался, и в фильтрате определялись никель и кобальт, а осадок снова переносился в колбу и заливался водой, насыщенной CO₂. Последний раз осадок обрабатывался 1%-ным раствором NaCl. Эти опыты показали, что извлечение никеля и кобальта таким путем достигает лишь очень незначительных величин.

Извлечение никеля и кобальта методом солянокислых вытяжек производилось следующим способом. Навеска порошка минерала 1 г помещалась в эрленмейеровскую колбу и обрабатывалась в течение часа на водяной бане 100 см³ раствора нормированной соляной кислоты. После часовой обработки осадок отфильтровывался. Фильтр делился пополам для определения в нем никеля и кобальта. Осадок вновь переносился в колбу и снова подвергался обработке кислотой той же концентрации. Так продолжалось до тех пор, пока в фильтрате раствора данной концентрации нельзя было обнаружить никеля и кобальта. Затем переходили к обработке кислотой большей концентрации. Для вытяжек были взяты следующие растворы кислоты: 1, 2, 4, 6 и 10%-ный (процент весовой, а не объемный).

Данные извлечения никеля и кобальта (в миллиграммах и в процентах к исходному содержанию) сведены в табл. 17.

Таблица 17

Крепость раствора кислоты в %	Гидрогетит				Турьит			
	количество извлеченного				количество извлеченного			
	никеля		кобальта		никеля		кобальта	
	в мг	в %	в мг	в %	в мг	в %	в мг	в %
1	1,0	42,94	0,02	10,00	0,0	—	0,0	—
2	0,3	14,11	0,04	20,00	0,0	—	0,0	—
4	1,0	42,9	0,09	45,00	0,07	100	0,18	45,0
6	0,0		0,05	25,00	0,0	—	0,06	25,0

Из таблицы следует, что хотя извлечение никеля и кобальта идет несколько неравномерно, но заканчивается оно в основном при 4%-ной концентрации соляной кислоты. Сами ферри-гидроокисные минералы, насколько позволяет судить об этом осадок, разложением захватываются весьма незначительно. Отсюда можно сделать вывод, что никель и кобальт в гидрогетите и турьите содержатся в виде адсорбированных примесей.

Были исследованы и величины сорбционной способности гидрогетита и турьита. Сорбционная способность определялась постановкой опытов адсорбирования никеля и кобальта из бикарбонатных растворов при меняющейся концентрации их.

Для этих опытов навеска 0,5 г помещалась в мерную колбу объемом 100 см³ и заливалась карбонатным раствором никеля и кобальта. Суспензия в течение двух-трех минут встряхивалась, а затем оставлялась в покое на 24 часа. Осадок отфильтровывался. Из фильтрата отбирались пробы на определение кобальта — 20 см³ и на определение никеля — 25 см³.

Результаты опытов сорбции (в миллиграммах и в процентах к адсорбенту) сведены в табл. 18.

Таблица 18

Концентрация исходного раствора в г/л	Гидрогетит				Турьит			
	количество сорбированного				количество сорбированного			
	никеля		кобальта		никеля		кобальта	
	в мг	в %	в мг	в %	в мг	в %	в мг	в %
0,1613	6,9	1,38			0,61	0,12		
0,0852	4,2	0,84			0,38	0,06		
0,115			1,0	0,20			0,5	0,1
0,075			0,7	0,18			0,4	0,08
0,0267			0,37	0,075			0,17	0,034

Эта таблица выявляет четкую зависимость, по которой более высоко гидратизованная форма окиси железа обладает значительно большей сорбционной способностью как по отношению к кобальту, так и по отношению к никелю. Гидрогетит сорбирует кобальта примерно в 2 раза больше, а никеля в 10 раз больше, чем турьит.

Вторая закономерность заключается в избирательной сорбции гидрогетитом никеля по сравнению с кобальтом. В самом деле, концентрация исходного раствора никеля превышает концентрацию исходного раствора кобальта очень не намного, а сорбция гидрогетитом никеля превышает сорбцию кобальта в 5—7 раз.

Для турьита картина совершенно иного порядка, и никель и кобальт сорбируются в совершенно одинаковых небольших количествах.

Данные по сорбции, между прочим, могут объяснить и то явление, которое имеет место при разложении турьита (см. табл. 17), когда небольшие концентрации кислоты не извлекали в нем никеля и 100%-ное извлечение было достигнуто сразу при 4%-ной концентрации HCl.

Как установлено и на других материалах (см. ниже), минералы, обладающие слабыми сорбционными способностями, прочно удерживают те небольшие количества элемента, которые они содержат.

Марганцевые минералы

Физико-химическое исследование марганцевых минералов состоит из двух частей. Первая часть вполне аналогична по задачам и методам выполнения исследованию ферри-гидроокисных минералов. Вторая часть посвящена исследованию прочности связи кальция и магния с пиролюзитом и псиломеланами.

Для исследования были взяты следующие минералы:

- 1) полианит (см. табл. 9);
- 2) пиролюзит криптокристаллический (см. табл. 9);
- 3) бростенит (см. табл. 12, обр. № 79—12);
- 4) рансьеит (см. табл. 12, обр. № 122—6).

Условия эксперимента те же, что и для ферри-гидроокисных минералов. Отклонения будут отмечены.

Опыты отмывания никеля и кобальта дистиллированной водой, содержащей углекислоту, и водой, содержащей электролиты из полианита и бростенита, почти не дали извлечения указанных элементов.

Результаты опытов извлечения никеля и кобальта из полианита и бростенита методом солянокислых

вытяжек сведены в табл. 19 (в миллиграммах и в процентах к исходному содержанию).

Таблица 19

Крепость раствора кислоты в %	Полианит				Бростенит			
	количество извлеченного				количество извлеченного			
	никеля		кобальта		никеля		кобальта	
	в мг	в %	в мг	в %	в мг	в %	в мг	в %
1	0,4	5,88	0,02	5,88	1,03	12,62	0,0	0,0
2	0,0	0,00	0,06	17,64	0,36	4,41	0,2	16,66
4	1,8	19,35	0,08	23,52	6,08	74,14	0,3	25,00
6	4,97	53,76	0,18	52,94	0,72	8,82	0,7	58,33
10	2,09	21,37						

На основании этой таблицы можно сделать вывод, что извлечение кобальта идет приблизительно однотипно из обоих образцов. Извлечение никеля завершается скорее в бростените. Вообще же извлечение никеля идет скачкообразно с перерывом или замедлением при 2%-ной концентрации кислоты.

Что касается прочности связи никеля и кобальта с полианитом и бростенитом, то здесь нужно отметить следующие моменты:

1. Извлечение никеля и кобальта из бростенита завершается лишь 6%-ным раствором HCl, а никеля из полианита только 10%-ным раствором.

2. В ходе эксперимента при обработке 6%-ным раствором HCl растворяется основная масса навески, а при 10%-ной концентрации кислоты происходит полное растворение исследуемого материала.

Отсюда следует, что никель и кобальт довольно прочно связаны с полианитом и бростенитом.

Изучение сорбционных свойств полианита и бростенита по отношению к никелю и кобальту в бикарбонатных растворах (адсорбента 0,5 г, объем раствора 100 см³, время 24 часа) дает результаты, приведенные в табл. 20 (в миллиграммах и в процентах к адсорбенту).

Таблица 20

Концентрация исходного раствора в г/л	Полианит				Бростенит			
	количество сорбированного				количество сорбированного			
	никеля		кобальта		никеля		кобальта	
	в мг	в %	в мг	в %	в мг	в %	в мг	в %
0,1613	1,34	0,38			7,29	1,45		
0,0852	0,98	0,196			5,7	1,14		
0,115			1,3	0,26			6,9	1,38
0,075			0,63	0,126			5,5	1,1
0,0267			0,27	0,054			2,56	0,51

Так же как и для ферри-гидроокисных минералов, для марганцевых минералов четко выдерживается закономерность, по которой сорбционная способность гидратизованного минерала бростенита во много раз превышает сорбционную способность безводной перекиси марганца — полианита. То, что причина здесь лежит именно в степени гидратации (возможно и в характере воды), а не в кристалличности минерала, сле-

дует из изучения ферри-гидроокисных минералов, так как крупнокристаллический волокнистый гидрогетит сорбирует никель и кобальт в 10 раз больше, чем скрытометаллический турьит.

Особенностью марганцевых минералов, по сравнению с ферри-гидроокисными, является отсутствие избирательной сорбции никеля. Полианит и бростенит сорбируют никель в равной мере с кобальтом.

С точки зрения изучения свойств марганцевых минералов Аккермановского месторождения, имея в виду, что они относятся к кальциево-магнезиальным разностям, существенно было проследить прочность вхождения в них кальция и магния.

Исследование прочности связи кальция и магния проводилось для трех минералов — бростенита, рансьеита и скрытокристаллического пиролюзита. Реагентами были дистиллированная вода, вода, содержащая углекислоту, 5%-ный раствор NaCl, раствор NiCO₃.

Обработка однограммовой навески образца велась в эрленмейеровской колбе 100 см³ раствора при температуре 80° (водяная баня) в течение двух часов. Количество извлеченных кальция и магния, а иногда и марганца определялось в фильтратах. Для обработки каждым растворителем бралась свежая навеска образца.

Результаты определения содержания кальция, магния и марганца в фильтратах (в миллиграммах и в процентах к исходному содержанию данных элементов) сведены в табл. 21, 22, 23 и 24.

Таблица 21.

Содержание кальция, магния и марганца после обработки марганцевых минералов дистиллированной водой

Минерал	Первая обработка						Вторая обработка					
	извлечено						извлечено					
	CaO		MgO		MnO		CaO		MgO		MnO	
	в мг	в %	в мг	в %	в мг	в %	в мг	в %	в мг	в %	в мг	в %
Рансьеит	2,5	2,7	3,8	9,3	0,0	—	1,8	1,7	2,1	5,1	0,0	—
Бростенит	2,4	3,6	2,1	7,0	0,0	—	1,4	2,15	1,2	4,0	0,0	—
Пиролюзит кри- столлический	3,7	14,57	1,9	18,65	0,2	0,2	0,0	—	0,0	—	0,2	—

Из этой таблицы можно сделать целый ряд выводов:

1. Извлечение кальция и магния идет не пропорционально исходному содержанию их в образце: в рансьеите содержание кальция в 4 раза превосходит таковое в пиролюзите, между тем как извлечение из последнего происходит (в течение первой обработки) более интенсивно (и в абсолютных количествах и в процентах). Псиломеланы (рансьеит и бростенит) дают примерно одинаковое извлечение.

2. Извлечение кальция и магния из псиломеланов имеет место в течение обеих обработок, хотя в течение второй обработки идет в уменьшенных размерах. Извлечение кальция и магния из пиролюзита интенсивно проходит в течение первой обработки; во время второй уже не дает никакого эффекта.

3. Извлечение кальция и магния не сопровождается извлечением марганца.

Из этой таблицы следует, что и при обработке водой, содержащей углекислоту, извлечение кальция и магния идет не пропорционально исходному содержанию их в образце. Интересно, что с течением времени количество извлекающихся кальция и магния не уменьшается (как это было в опытах с дистиллированной водой), а увеличивается, и

Содержание кальция, магния и марганца после обработки марганцевых минералов водой, содержащей CO_2 (в течение двух суток)

Минерал	Первая обработка						Вторая обработка					
	извлечено						извлечено					
	CaO		MgO		MnO		CaO		MgO		MnO	
	в мг	в %	в мг	в %	в мг	в %	в мг	в %	в мг	в %	в мг	в %
Рансьеит	1,2	1,04	0,3	0,73	0,0	—	1,9	1,65	0,70	1,70	0,2	—
Бростенит	2,9	4,46	0,8	2,7	0,2	—	3,1	4,75	0,9	3,20	0,8	—

в фильтрах, помимо кальция и магния, обнаруживается также и марганец. Явление это можно рассматривать как результат наложения двух процессов: 1) замещения кальция и магния ионами водорода и 2) растворения псиломелана в углекислой среде. Существенно отметить, что извлечение кальция и магния водой, содержащей углекислоту, происходит менее интенсивно, чем просто дистиллированной водой, что вряд ли могло бы иметь место, если бы кальций содержался в псиломеланах в виде поглощенного основания.

Таблица 23

Содержание кальция и магния в фильтрах после обработки марганцевых минералов раствором NiCO_3 (концентрация раствора $\text{NiCO}_3=0,2854$ г/л)

Минерал	Первая обработка				Вторая обработка			
	извлечено				извлечено			
	CaO		MgO		CaO		MgO	
	в мг	в %	в мг	в %	в мг	в %	в мг	в %
Рансьеит	8,4	8,1	2,8	6,76	4,5	4,43	1,8	4,41
Бростенит	6,8	10,12	2,0	6,75	3,9	6,0	1,2	4,02
Пирролюзит	3,48	15,6	0,7	6,75	2,1	8,27	0,8	7,85

Из таблицы следует, что извлечение (в абсолютных цифрах) проявляет зависимость от исходного содержания данного элемента в образце. Как правило, кальция извлекается больше, чем магния. Рансьеит отдает в раствор кальция и магния больше, чем бростенит, а последний — больше, чем пирролюзит.

Таблица 24

Содержание кальция и магния в фильтрах после обработки марганцевых минералов 5% ным раствором NaCl

Минерал	извлечено			
	CaO		MgO	
	в мг	в %	в мг	в %
Рансьеит	9,8	9,65	1,9	4,65
Бростенит	7,2	11,07	1,5	5,60
Пирролюзит	4,8	18,90	0,2	1,96

Из таблицы видно, что все явления, вскрытые при рассмотрении результатов извлечения кальция и магния раствором углекислого никеля,

повторяются в усиленном виде при обработке раствором хлористого натрия.

Общие выводы относительно характера связей кальция и магния в псиломеланах и пиролюзитах на основании произведенных исследований сводятся к следующему:

1. Несмотря на большее содержание кальция и магния в псиломеланах по сравнению с пиролюзитами, относительно (а в некоторых случаях и абсолютно) большее извлечение этих элементов происходит из пиролюзитов. Это свидетельствует о меньшей прочности связи кальция и магния в пиролюзите по сравнению с псиломеланом.

2. Извлечение кальция и магния водой, содержащей углекислоту, дает наименьшие абсолютные и относительные цифры для псиломеланов. Вряд ли это явление имело бы место, если бы кальций содержался в псиломелане в виде поглощенного основания.

3. Наиболее сильное извлечение кальция имеет место при воздействии на минералы растворов NiCO_3 и NaCl , причем действие раствора NaCl больше, чем NiCO_3 . Такое явление, очевидно, уместно тогда, когда идут реакции замещения. Естественно, что натрий (ион с большим радиусом и меньшей валентностью) будет вытеснять кальций энергичнее, чем никель.

Все эти положения свидетельствуют о том, что кальций и магний прочно связаны с основными компонентами псиломеланов и, повидимому, входят в их решетку.

Для проверки было сделано качественное извлечение кальция и магния из бростенита (количественно эти опыты не могли быть проведены ввиду недостатка времени) методом солянокислых вытяжек при концентрации HCl , равной 1, 2, 4, 6 и 10% (так же как и при извлечении никеля и кобальта). Качественные опыты показали, что хотя извлечение кальция и магния начинается с низких концентраций кислоты, когда марганец извлекается в ничтожном количестве, основные количества кальция и магния уходят из бростенита только при 6%-ной HCl , когда полностью разлагается и сам минерал. Было отмечено, что кальций извлекается раньше магния. Железо при слабых концентрациях кислоты извлекается незначительно и полностью уходит в раствор вместе с окончательным разложением бростенита.

Эти данные подтвердили также вывод о том, что кальций и магний являются компонентами, входящими в структуру псиломелана.

Глинистые фракции руд

Для исследования были взяты три глинистые фракции: первая—содержащая концентрат монтмориллонита (обр. № 50—6), вторая—также монтмориллонитового типа (обр. № 137—5) и третья—галлуазитового типа (обр. № 79—19).

Физико-химическое исследование этих материалов ставило перед собой две задачи:

1) определение минералогического типа основной части глинистого концентрата путем определения растворимости ее и отношения $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ в солянокислых вытяжках;

2) определение прочности связи никеля с концентратами глинистых минералов путем отмывания дистиллированной водой и растворами электролитов.

Определение растворимости в соляной кислоте проводилось следующим образом. Растертая в порошок навеска породы повторно обрабатывалась 75 см^3 10%-ной (по объему) соляной кислоты на водяной бане при температуре 80° , каждый раз в течение одного часа. Раствор отфильтровывался, и в фильтрате определялось содержание кремнезема и глинозема.

Отношения молекулярных количеств $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$, вычисленные для каждой обработки, дают следующие цифры (табл. 25):

Таблица 25

Минерал	Первая обработка	Вторая обработка	Третья обработка
Монтмориллонит	5,9	6,0	5,0
Галлуазит	6,2	4,75	3,7

Помимо опытов извлечения Al_2O_3 и SiO_2 из этих образцов 10%-ным раствором HCl , были проделаны качественные опыты с 5%-ным раствором HCl в тех же условиях. Опыты показали, что и при этой концентрации кислоты идет извлечение как глинозема, так и кремнезема.

Результаты анализов солянокислых вытяжек из глинистых фракций аккермановских железных руд свидетельствуют о том, что слагающие их минералы принадлежат к типу растворимых в соляной кислоте глинистых минералов. Вывод этот подтверждается и анализом солянокислых вытяжек, полученных при сероводородной обработке глинистых фракций аккермановских руд (см. выше). Концентрация HCl была 0,1% (по объему), процесс велся на холоду, в раствор перешло от 0,92 до 2,31% Al_2O_3 от навески 1 г. Так как свободных окислов алюминия в исследованном материале не наблюдалось, то эти данные еще раз подтверждают принадлежность глинистых минералов, слагающих глинистые фракции аккермановских руд, к растворимым в соляной кислоте.

Отношения молекулярных количеств $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ для исследованных образцов подтверждают ту диагностику, которая дана была им на основании других признаков (оптические свойства, химический состав, кривые нагревания).

Исследование прочности связи никеля с глинистыми минералами проводилось только для монтмориллонитов (обр. № 50—6, 137—5).

Исследование велось путем трехкратной обработки навески порошка отмученной глинистой фракции руды в эрленмейеровской колбе 100 см^3 дистиллированной воды, 5%-ным раствором NaCl и раствором CaCO_3 концентрации 0,2283 г/л. В первых двух случаях обработка велась на водяной бане каждый раз в течение одного часа. В случае же обработки раствором CaCO_3 — при комнатной температуре. Концентрация CaCO_3 была 0,2285 г/л.

Содержание никеля в фильтратах после обработки навесок двух образцов монтмориллонита дистиллированной водой, раствором CaCO_3 и 5%-ным раствором NaCl (в миллиграммах и в процентах к исходному содержанию) дано в табл. 26, 27 и 28.

Таблица 26

Содержание никеля в фильтратах после обработки монтмориллонита дистиллированной водой

№ образца	Навеска в г	Исходное содержание никеля		Первая обработка		Вторая обработка	
		в мг	в %	извлечено никеля		извлечено никеля	
				в мг	в %	в мг	в %
1	0,9824	23,2	2,36	0,491	2,1	0,184	0,78
2	0,9452	16,5	1,75	0,31	1,9	0,10	0,63

Из таблицы следует, что извлечение никеля дистиллированной водой дает очень незначительный эффект.

Содержание никеля в фильтрах после обработки монтмориллонита раствором CaCO_3

№ образца	Навеска в г	Исходное содержание никеля		Первая обработка		Вторая обработка		Третья обработка	
				извлечено никеля		извлечено никеля		извлечено никеля	
		в мг	в %	в мг	в %	в мг	в %	в мг	в %
1	0,9844	23,3	2,36	0,98	4,2	0,69	0,27	0,39	0,27
2	0,9128	16,0	1,75	0,55	3,43	3,0	1,67	1,68	1,67

Таблица 28

Содержание никеля в фильтрах после обработки монтмориллонита 5%-ным раствором NaCl

№ образца	Навеска в г	Исходное содержание никеля		Первая обработка		Вторая обработка		Третья обработка	
				извлечено никеля		извлечено никеля		извлечено никеля	
		в мг	в %	в мг	в %	в мг	в %	в мг	в %
1	0,9931	23,4	2,36	2,38	10,2	0,99	4,22	0,4	1,71
2	0,9735	17,0	1,75	1,75	10,03	1,07	6,3	0,48	2,72

Таблицы эти показывают, что извлечение никеля идет более интенсивно в электролитах, чем в дистиллированной воде, причем действие электролита более интенсивно в случае щелочного основания. Строго выдержанной зависимости абсолютного количества извлеченного никеля от первичного содержания его в минерале, какая имеет место для псиломеланов при действии электролитов, не наблюдается.

Наблюдения над поведением никеля при обработке двух образцов монтмориллонита методом солянокислых вытяжек показывают следующее.

После обработки образцов 5%-ным раствором (по объему) NaCl при кипячении в течение 5 минут в первом образце монтмориллонита было найдено содержание $\text{NiO} = 0,20\%$ (т. е. извлечено 91,5% первоначально содержащегося), во втором образце содержание никеля равно 0,37% (79% первоначально содержащегося).

Извлечение кремнезема и глинозема из тех же образцов (см. табл. 26), проходившее более длительное время и при действии кислотой более высокой концентрации, составляет не более 10%. Анализ фильтратов второго образца монтмориллонита, приведенный в табл. 2, показал, что при ничтожном выносе алюминия извлечение никеля достигает 30—35%.

Анализы фильтратов навески 200 мг при сероводородной обработке (см. табл. 1) не обнаруживают извлечения NiO и Al_2O_3 при 55%-ном извлечении железа.

Все эти данные свидетельствуют о том, что никель не связан с окристым гидрогетитом, входящим в состав глинистых фракций руд, обнаруживая более прочную связь с глинистыми минералами. Но и с глинистыми минералами связь его не прочна и разрывается при действии разбавленной соляной кислоты. Вероятнее всего, что основная часть никеля, сосредоточенного в глинистой фракции аккермановских желез-

ных руд, присутствует в виде свободного окисла, адсорбированного глинистыми минералами, преимущественно монтмориллонитом.

Основные выводы из физико-химического изучения минералов, концентрирующих легирующие примеси, сводятся к следующему:

1. В ферри-гидроокисных минералах никель и кобальт представляют собой адсорбированные основания.

2. Псилоделаны обнаруживают прочную связь, обусловленную, вероятно, вхождением никеля и кобальта, подобно кальциу и магнию, в решетку минерала.

3. В глинистых минералах при воздействии разбавленных кислот и электролитов никель удерживается слабо. Связь, вероятнее всего, адсорбционная.

О ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В АККЕРМАНОВСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Формирование руд Аккермановского месторождения, как это показывает детальное геологическое и литологическое изучение месторождения,¹ происходило в два цикла:

- 1) седиментационный цикл нижнеюрского возраста и
- 2) инфильтрационный цикл среднеюрского возраста.

Во время седиментационного цикла подавляющее количество основных рудообразующих элементов и особенно железо переносились в виде механических грубообломочных частиц и грубодисперсных фаз. В результате этого цикла рудообразования возникли кремнистые конгломераты с гидрогетитово-глинистым цементом, гидрогетитовые и гидрогематитово-глинистые кварцевые песчаники и бедные глинисто-гидрогетитовые охры со сравнительно незначительной концентрацией рудных элементов (Fe — 25—30%, Ni — 0,25—0,30%, Mn — десятые и Co — сотые доли процента). Последовательность минералообразования в этом цикле и связь минералов с различными стадиями формирования осадка изображены на левой части схемы последовательности минералообразования (фиг. 30).

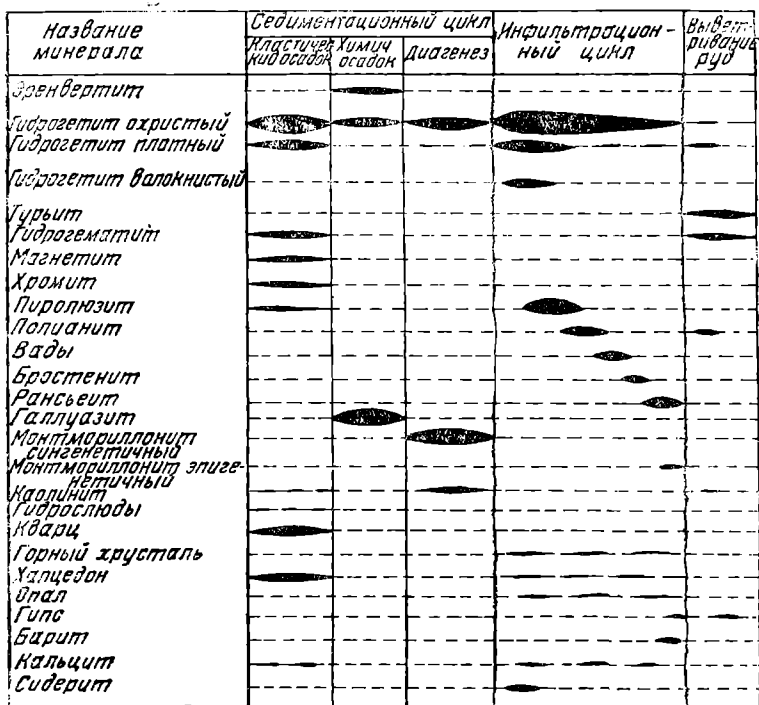
С инфильтрационным циклом оруденения связано образование богатых гидрогетитовых охристых и марганцовистых жеодовых руд, возникших благодаря инфильтрации грунтовых металлоносных вод в толщу первичных бедных руд седиментационного цикла. Последовательность минералообразования в течение инфильтрационного цикла, которую можно установить по строению жеод, свидетельствует о том, что ранее всего из раствора выпало железо в форме гидроокиси и, несколько позже, в форме карбоната. За ним следовал кремнезем и затем минералы марганца. Последними проявлениями инфильтрационного минералообразования были кальцит, гипс и барит. Последовательность минералообразования при выпадении из водной среды, как впервые это было четко сформулировано А. Е. Ферсманом, зависит главным образом от рН среды и величины окислительно-восстановительного потенциала [8; 23; т. IV; 25].

Перенос железа грунтовыми водами происходил, повидимому, преимущественно в коллоидно-дисперсном состоянии. Соображение это основано на том, что устойчивость железа в ионно-дисперсном состоянии в природных водах, как это показывают экспериментальные исследования, чрезвычайно ограничена. Транспортальной формой железа — в виде бикарбоната, сульфата или какого-либо другого соединения — является Fe^{+2} .

¹ Детальное геологическое и литологическое описание месторождения приводится в диссертационной работе автора (рукопись, 1941, Фонды МГРИ).

Как показывают экспериментальные исследования И. Н. Антипова-Каратаева [1], окислительно-восстановительный потенциал системы ферри-ферро зависит от рН среды. Чем меньше рН среды, тем выше окислительно-восстановительный потенциал, тем больше Fe^{+2} переходит в Fe^{+3} .

Но и оседающие воды оказываются менее благоприятными для существования Fe^{+2} , чем можно было бы ожидать. Окислительно-восста-



Фиг. 30. Схема последовательности минералообразования в Аккермановском месторождении.

новительный потенциал системы ферри-ферро с возрастанием рН понижается значительно стремительнее, чем окислительно-восстановительный потенциал системы $O_2 \rightleftharpoons 2OH$. Это значит, что взаимодействие между двумя указанными системами равновесий приводит к смещению равновесия $Fe^{+3} \rightleftharpoons Fe^{+2}$ в левую сторону, т. е. к переходу закисного железа в окисное.

Ферри-ион в растворе неустойчив и уже при рН, равном 2, начинает выпадать в виде гидроокиси.

Все это говорит о неблагоприятности условий природных вод для переноса железа в ионно-дисперсном состоянии.

Между тем миграция железа с помощью грунтовых и поверхностных вод происходит в огромных размерах.

В. М. Гольдшмидт [9] и А. Е. Ферсман [23, т. IV] указали на существенную роль гуминовых соединений в процессах переноса железа. Исследования И. Н. Антипова-Каратаева [1] подтвердили это положение. Последний исследователь устанавливает, что «отрицательно заряженные транспортабельные формы образуют с железом гуминовые кислоты почвы; повидимому, в виде этих, главным образом, соединений перемещается железо не только при образовании ортштейновых горизонтов почвы, но и в составе грунтовых вод». Здесь же отмечается, что

условия выпадения железа в случае переноса его в составе гумидных комплексов могут быть связаны: 1) с изменениями реакции среды и окислительно-восстановительных условий и 2) с обменными реакциями гуматов, например с фосфатами или, более универсально, с гидроксильными ионами.

Наличие богатого растительного покрова в юрское время на Южном Урале в районе Таналыкской депрессии и, следовательно, и в районе Аккермановского железорудного месторождения — явление бесспорное [2, 13, 23] поэтому наличие гумидов в грунтовых водах того времени вполне вероятно. Это значит, что перенос железа в грунтовых водах, притекавших в область развития нижнеюрских осадков, вероятнее всего осуществляется под защитным действием «гумат-анионсв» [1].

Причины выпадения и аккумуляции железа при стекании грунтовых вод в толщу пород, расположенных на известняках, можно связать с обменными реакциями гидроксильных ионов с гумат-анионами при увеличении рН среды.

На основании опытов, установивших значение гумусовых соединений для миграции железа, предполагалась их значительная роль и в миграции марганца.

Исследования В. С. Севейдж [33] показали, что это далеко не так. Изучая сравнительную роль гумусовых веществ и уголекислоты как растворителей марганца в минералах гипогенных поорд, указанный исследователь приходит к следующим выводам:

1. «Первичные концентрации марганца в породах извлекаются в раствор главным образом благодаря действию просачивающихся карбонатных вод».

2. Растворяющие свойства органических веществ обуславливаются действием свободной уголекислоты, получающейся при их разложении.

Исследование роли гумусовых веществ как пептизаторов марганца также показало, что им нельзя приписывать большого значения.

Так же как и при экспериментах по определению наиболее эффективных агентов растворения, определение агентов переноса марганца проводилось сравнением устойчивости марганца в чистой воде и в воде, насыщенной уголекислотой, содержащей гумусовые вещества и уголекислоту, при разных степенях насыщенности уголекислотой и свободным кислородом.

В результате ряда убедительных экспериментов автор приходит к двум существенным выводам:

1. «Марганец переносится главным образом как бикарбонат в кислых водах, которые, как правило, обязаны своей кислотностью присутствию свободной уголекислоты».

2. «Когда марганецсодержащие карбонатные растворы смешиваются с водами, богатыми органическим веществом, при окислительных условиях, органическое вещество не удерживает марганец в растворе и не способствует дальнейшему переносу, как Мур и Майнард нашли [33 и др.]».

Марганцевые минералы Аккермановского месторождения — это минералы преимущественно перекисной формы марганца.

Возможность нахождения марганца в рудообразующих растворах в виде Mn^{+4} или соответствующего аниона и даже коллоидного комплекса весьма сомнительна, так как экспериментальные данные свидетельствуют об очень слабой устойчивости Mn^{+4} в поверхностных водах, обычно обладающих, благодаря избытку уголекислоты, слабо кислой реакцией [33 и др.]».

Гумусовые вещества в пептизации перекисных форм марганца, очевидно, не могут принимать участия (как это выше упоминалось), так как коллоидные формы тех и других будут заряжены отрицательно.

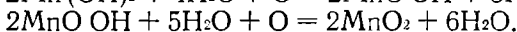
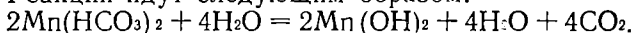
Самое место марганцевых минералов в последовательности минералообразования в Аккермановском месторождении, когда они образуются после гидрогетита (Fe^{+3}) и сидерита (Fe^{+2}), свидетельствует о том, что нарушение равновесия в растворе не могло относиться к Mn^{+4} , ибо, как справедливо отмечает А. Е. Ферсман, выпадение гидрата окиси Mn^{+4} должно наступать по крайней мере одновременно с Fe^{+3} , т. е. начиная от $\text{pH} = 2$ [22, т. IV].

Выпадение марганцевых минералов после сидерита, т. е. при $\text{pH} > 5,5-6$, свидетельствует о том, что нарушение устойчивости в растворе относилось к двухвалентному марганцу.

Это положение отвечает выводам В. С. Севейдж об основных формах переноса марганца в природных водах в виде бикарбоната, причем трансформация марганца из двухвалентного в четырехвалентный в момент его выпадения объясняется течением этого процесса в среде, насыщенной кислородом. В цитированной выше работе В. С. Севейдж [33] устанавливается, что выпадение марганца из углекислой среды при окислительных условиях происходит при удалении избытка CO_2 с разложением бикарбоната до гидрата закиси марганца, находящейся в состоянии неустойчивого равновесия с бикарбонатом.

В присутствии свободного кислорода закись марганца последовательно переходит в перекись и в таком виде выпадает в осадок.

Реакции идут следующим образом:



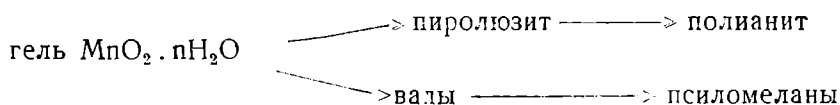
Особенности последовательности минералообразования в Аккермановском месторождении, концентрация марганца преимущественно в средних горизонтах рудного тела, равно как и наличие нескольких горизонтов инфильтрационного марганцевого оруденения с изложенной выше точки зрения объясняются наиболее ясно.

Выпадение марганцевых минералов позже ферри-гидроокисных и сидерита объясняется, как уже отмечалось, нахождением его в растворе в виде Mn^{+2} .

Приуроченность марганца преимущественно к средней части рудного тела находится в соответствии с тем, что гидролиз бикарбоната и окисление закиси должны были происходить в верхней части грунтового потока, на контакте с зоной просачивающихся вод, богатых свободным кислородом. Перемещения этого контакта, связанные с колебаниями уровня грунтовых вод, приводили к образованию нескольких горизонтов марганцевых инфильтрационных руд.

Первичной формой, выпадающей в осадок перекиси марганца, повидимому, был коллоидный гидрат [25].

Соотношение пиролюзитов и псиломелан-вадов в Аккермановском месторождении и отсутствие явлений замещения одних другими позволяют предполагать, что формирование марганцевых минералов шло как развитие двух ветвей одного общего основания — геля $\text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.



Образование верхней ветви происходило тогда, когда гель $\text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, в силу колебаний водного режима, попадал в условия обезвоживания, при которых взаимодействие между выпавшей в осадок гелевой фазой и водной средой не имело места.

В тех случаях, когда выпавший гель $\text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ оставался в водной среде, которая в условиях Аккермановского месторождения содержала

катионы Ca, Mg, Mn^{+2} , Co и др., происходило взаимодействие между жидкой фазой и осадком, сопровождавшееся хемосорбцией с преобразованием анионного геля $MnO_2 \cdot nH_2O$ сначала в гидраты, а потом и в кристалло-гидраты марганцевых кислот — псиломеланы и вады.

В Аккермановском месторождении, как правило, образование пиролюзитов предшествует образованию вадов и псиломеланов.

В свете современных геоэнергетических представлений, сформулированных А. Е. Ферсманом в «геохимический закон роста энтропии по убывающим уровням» [24], последовательность образования марганцевых минералов в Аккермановском месторождении является вполне закономерной.

Это показывает приближенный расчет энергии кристаллической решетки как пиролюзита, так и псиломелана. Расчет произведен по обобщающей формуле А. Е. Ферсмана, приведенной А. А. Сауковым [20], где $U = 256,1 (a_{эк1} + b_{эк2} + c_{эк3} \dots)$. Пиролюзит рассчитывался как MnO_2 , а для расчета энергии кристаллической решетки псиломелана анализ наиболее чистого псиломелана (обр. № 122—6) был пересчитан на элементарный состав и получена формула $H \cdot 0,71 Mg \cdot 2,6 Ca \cdot 8,7 Mn \cdot 26,4 O$.

Расчет энергии кристаллической решетки для обоих минералов приводится ниже:

U пиролюзита = $256,1 (1 \cdot 9,1 + 2 \cdot 1,55) = 256,1 \cdot 12,2 = 3182$ б. к., что на структурную единицу составит $\frac{3182}{3} = 1060$.

U псиломелана = $256,1 (26,4 \cdot 1,55 + 8,7 \cdot 9,1 + 2,6 \cdot 1,75 + 0,75 \cdot 2,1 + 1,0 \cdot 32) = 256,1 \cdot 142 \cdot 86 = 34\ 300$ б. к., что на структурную единицу составит $\frac{34300}{39} = 845$.

Отсюда следует, что более раннее образование пиролюзита вполне закономерно.

С энергетической точки зрения аккермановские вады должны были образоваться позже пиролюзита и ранее псиломелана, так как они содержат больше марганца и меньше элементов группы O, за счет вхождения которых в кристаллическую решетку уменьшается ее энергия. Как следует из схемы порядка минералообразования (см. фиг. 30), такая последовательность действительно имеет место.

Вопрос о том, почему аккермановские псиломеланы и вады являются преимущественно кальцийсодержащими минералами, не может быть удовлетворительно решен с помощью энергетических коэффициентов, так как эк $Ca < эк$ ов Mg, Ni, Co, Mn^{+2} .

Величина ионного радиуса и соответствующего ему гидратного объема иона, которую Ф. В. Чухров кладет в основу объяснения причин концентрации бария в коллоидных минералах марганца [26], для объяснения концентрации аккермановскими псиломеланами кальция (константа гидратации которого в 3 раза больше таковой для бария) служить, очевидно, не может.

В этом случае, повидимому, преобладание кальция над магнием, никелем, кобальтом и барием в аккермановских псиломеланах обуславливается законом действующих масс. Очевидно, в условиях Аккермановского месторождения, которое находится на значительном расстоянии от серпентинитов, непосредственно на поверхности известняков, концентрация кальция была во много раз выше, чем концентрация, магния, никеля, кобальта или бария. В этом же, видимо, кроется и причина того, что псиломелан-вады исследованного нами Аккермановского железорудного месторождения, сравнительно с псиломелан-вадами, например, Уфалейских, Халиловских и Аккермановских силикатно-никелевых и Халиловских железорудных месторождений, бедны никелем и кобальтом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антипов-Каратаев И. Н. К вопросу о миграции железа в виде органических его соединений. Тр. Конф. по генезису руд Fe, Mn и Al. 1937.
2. Безруков П. Л. и Яншин А. Л. Юрские отложения и месторождения бокситов на Южном Урале. Тр. инст. Геомин., вып. 7, 1934.
3. Берг Г. Геохимия месторождений полезных ископаемых. Ориг. 1929 г., перев. 1933 г.
4. Бетехтин А. Г. О новых минеральных видах группы гидроокислов марганца. Зап. Всер. мин. общ., вып. 66, 1937.
5. Болдырев А. К. Курс описательной минералогии. Вып. 2 1928.
6. Вернадский В. И. Очерки геохимии. 1927.
7. Вернадский В. И. О земных алумофосфорных и алумосерных аналогах каолиновых алюмосиликатов. Докл. Акад. наук, т. XVIII, 1915.
8. Гинзбург И. И. Опыт характеристики глинистых образцов. Изв. Петр. инст. Акад. наук, т. XXI, 1915.
9. Гольдшмидт В. М. Сб. ст. по геохимии редких элементов. ГОНТИ, 1938.
10. Дана Э. С. Описательная минералогия. 1937.
11. Железорудные месторождения Алапаевского типа на восточном склоне Среднего Урала. Сб. ст. под ред. Б. П. Кротова, т. II, Тр. ЛИГЕМ Акад. наук, 1936.
12. Кротов Б. П. Классификация, номенклатура и признаки экзогенных месторождений. Тр. Конф. по генезису руд Fe, Mn и Al, ч. 1, 1937.
13. Кротов Б. П. О времени образования железорудных месторождений Урала. Изв. Акад. наук № 4, 1938.
14. Курс минералогии под ред. А. К. Болдырева. 1936.
15. Никогосьян Х. С. Кривые нагревания марганцевых минералов. Изв. ГГРУ, т. 50, вып. 19, 1931.
16. Полюнов Б. Б. Кора выветривания. 1934.
17. Попов Г. М. и Родэ Е. Я. Рентгеновский анализ природных окислов и гидроокислов марганца. СОПС ИОНХ, серия завак., вып. 21, 1937.
18. Разумова В. Н. Материалы к петрографии глин. Тр. ВИМС, 1937.
19. Родэ Е. Я. и Родэ Т. Н. Физико-химическое изучение марганцевых минералов и руд. СОПС ИОНХ, серия завак., вып. 21, 1937.
20. Сауков А. А. Энергия кристаллической решетки и ее роль в геохимии. Изв. Акад. наук, № 3, 1937.
21. Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. 1936.
22. Ферсман А. Е. Геохимия. Томы I, II, III, IV. Изд. Акад. наук, 1933—1939.
23. Хабаков А. В. Доюрский рельеф и древняя кора выветривания в южной части Южного Урала. Изв. Гос. геогр. общ., т. 67, вып. 2, 1935.
24. Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. 1936.
25. Чухров Ф. В. К минералогии и геохимии бария в осадочных породах в связи с изучением керченских баритов. Изв. Акад. наук, Серия геол., № 3, 1937.
26. Шибольд Э. Структура силикатов. Основные идеи геохимии. Вып. III, 1937.
27. Эммонс В. Вторичное обогащение рудных месторождений. Ориг. 1917, перев. 1935.
28. Dörlter C. Handbuch der Mineralchemie. B. III. 1926.
29. Drosdoff M. and Iruog E. A. Method for Removing Iron Oxide Coathing from Minerals. Am. Min. vol. 20, No. 9. 1935, p. 669.
30. Moore E. and Mavnard I. Solution, Transportation and Precipitation of Iron and Silica. Econ. Geol., vol. XXIV, 1929, pp. 365—402.
31. Orsel M. J. et Pavlovitch St. Les caractères macroscopiques des manganites naturels. Bull. de la Soc. franç. de miner., t. LIX, No. 5—8, 1931.
32. Ramsdell Levis S. x-Ray Study of Psilomelane and Wad. Am. Min., vol. 17, No. 4, 1932, p. 143.
33. Savage W. S. Solution, Transportation and Precipitation of Manganese. Econ. Geol., vol. LXXXI, No. 3, 1933, pp. 278—297.
34. Smitheringale William V. Notes on Etching Tests and x-Ray Examination of some Manganese Minerals. Econ. Geol., vol. XXIV, No. 5, 1929, pp. 481—506.

С. А. ЮШКО

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ АССОЦИИ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ В РУД- НЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ НАГОЛЬНОГО КРЯЖА (Донецкий бассейн)

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Первые литературные указания о месторождениях Нагольного кряжа относятся к 1791 г., но лишь в конце прошлого столетия инженером Глебовым здесь были широко развернуты горно-разведочные работы и построены обогатительная фабрика и свинцово-плавильный завод. В 1897 г., вследствие отсутствия разведанных запасов руды, работы на месторождениях Нагольного кряжа были остановлены.

В период проведения Глебовым горно-разведочных работ месторождения были посещены большим числом геологов, опубликовавших ряд статей с описанием геологического строения и экономических перспектив месторождений Нагольного кряжа.

Наиболее полные данные о строении месторождений, характере рудоносности и минералогическом составе руды были даны в статье Ф. Чернышева [24].

Большой интерес представляет монография по минералогии Нагольного кряжа Я. В. Самойлова [19], посетившего месторождения в 1904 г. В своей работе Я. В. Самойлов дает очень детальное описание рудообразующих минералов с точки зрения их кристаллической формы и химического состава; кроме того, приводятся соображения о генезисе руды и дается краткое описание отдельных рудных участков месторождения и его рудных жил.

Статьи И. И. Танатара [23], Н. И. Свитальского [20], Ю. Ю. Юрка [26] и др. относятся уже к более позднему времени, когда (в 1930 г.) на этих месторождениях были возобновлены геолого-разведочные работы. В указанных статьях вопросам минералогии уделено мало внимания и приведен лишь перечень рудообразующих минералов без детальной их характеристики.

К тому же времени относится работа Л. Л. Иванова [6], где дано детальное описание нового минерала — плюмбостибита. Последний, по исследованиям автора настоящей работы, диагностируется как джемсонит.

Начиная с 1936 г., геолого-разведочные работы на месторождениях Нагольного кряжа были вновь широко развернуты; было восстановлено большинство старых шахт и пройдено много новых горных выработок и буровых скважин.

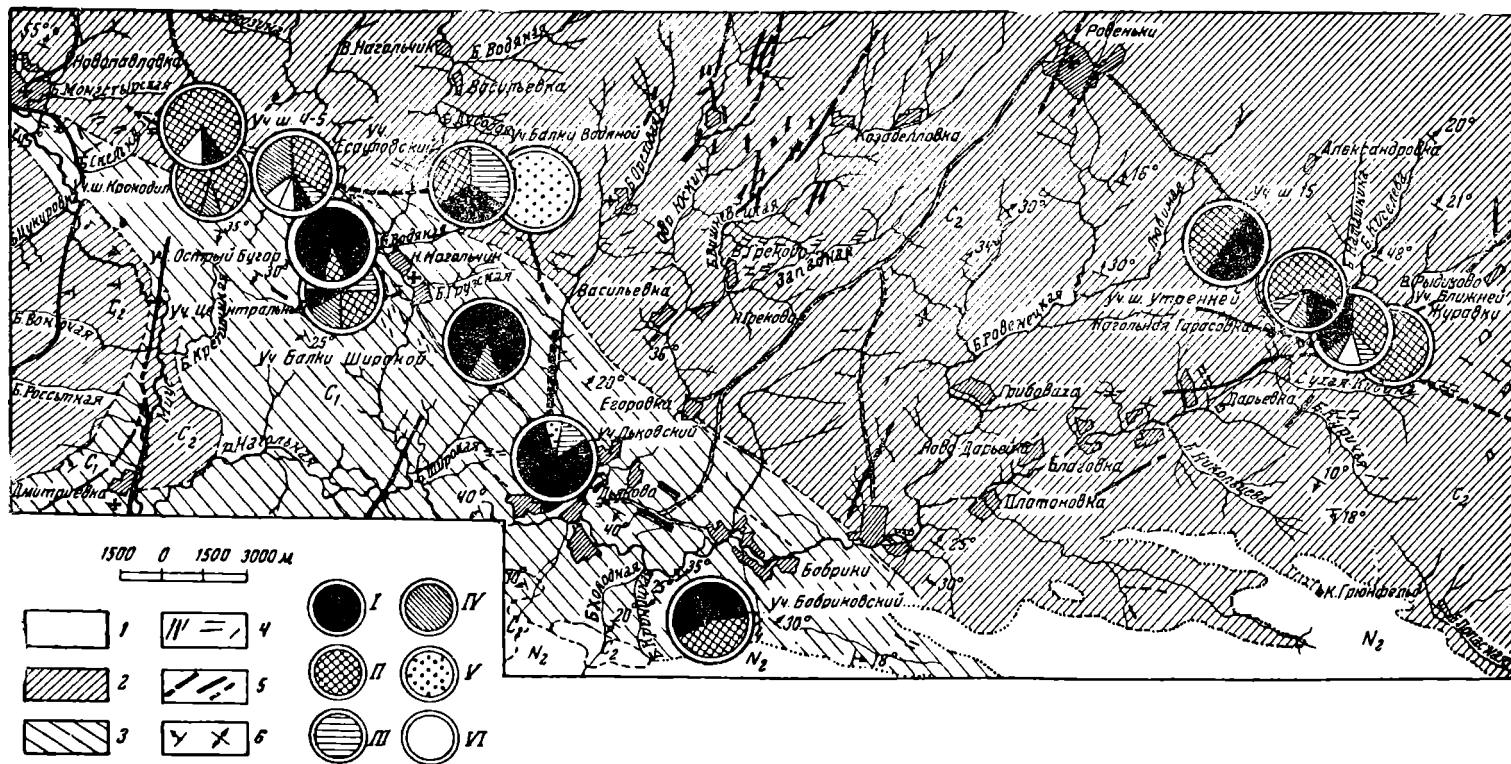
Настоящая работа является изложением результатов монографического изучения большого материала по минералогии месторождений Нагольного кряжа, собранного автором во время посещения этих месторождений в 1936—1938 гг. Аналитические работы производились химической лабораторией Института геологических наук Академии наук СССР (зав. лабораторией Э. С. Залманзон). Спектральные анализы выполнены проф. С. А. Боровик и Н. В. Лизуновым, по ртути — А. А. Сауковым и Н. С. Крупино.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

Нагольным кряжем называется восточная часть Главного антиклинала Донецкого бассейна, между сел. Ново-Павловкой на западе и линией Юго-Восточной железной дороги на востоке. Район характеризуется сравнительно сильно расчлененным эрозионным рельефом (фиг 1). Характерной чертой рельефа является наличие холмов или бугров и чередующихся с ними понижений, к которым часто приурочены долины рек и балок. Холмы обычно вытянуты в направлении простирания Главного антиклинала Донецкого бассейна. Впадающая в р. Миус р. Нагольная с притоками Крепенькой, Нагольчик и многочисленными, часто глубокими, мокрыми и сухими балками придает району еще более расчлененный характер. Реки, прорезая холмы, образуют скалистые обнажения. Балки в своем простирании часто совпадают с простиранием напластования пород (особенно сланцев); иногда балки приурочены к зонам раздробления, связанным с послойными подвижками или с разломами по осевым линиям антиклинальных складок. Район сложен главным образом отложениями нижнекаменноугольного возраста, представленными преимущественно глинистыми сланцами с редкими, обычно маломощными прослоями песчаников и известняков. Горизонтом последних, обозначаемым F₁, нижнекаменноугольные отложения отделены от отложений среднего карбона, представленных чередующимися слоями песчаников и сланцев. В отложениях среднего карбона снизу вверх происходит относительное увеличение числа прослоев песчаника и соответственное уменьшение — сланцев. Прослойки известняка и угля имеют совершенно подчиненное значение.

В геолого-структурном отношении район представляет антиклинал, осложненный в сводовой части вторичной складчатостью в виде брахи-антиклинальных складок. Последние, будучи часто сложены песчаниками — горными породами, сравнительно устойчивыми против выветривания, представляют в рельефе упомянутые выше холмы или бугры. Осложнено системой небольших складок также и северное крыло антиклинала. Большая часть этих складок несимметрична (северные крылья более крутые). Другим тектоническим элементом в структуре района являются разломы. Морфология как складок, так и разломов резко отлична в песчаниках и сланцах в силу их различных механических свойств. Для района установлено несколько продольных разломов, из которых относительно крупным, повидимому, является разлом, разрывающий по оси антиклинальную складку Есауловского участка. Этот разлом прослеживается отсюда как к востоку, так и к западу. В тесной связи с ним, возможно, стоят послойные подвижки в толще сланцев, разрывааемых этой крупной дислокацией. Послойные подвижки в толще сланцев имеют, повидимому, широкое распространение в пределах района. Не меньшим развитием пользуются поперечные разломы, разрывающие приблизительно вкрест простирания как сланцы, так и пластуемые с ними песчаники. Наиболее крупные поперечные разломы имеют прослеженную длину до 1 км.

Распространение рудных месторождений в районе в значительной



Фиг. 1. Карта полиметаллических месторождений Нагольного края (в Донецком бассейне).

1 — третичные отложения (N_2); 2 — средний карбон (С₂); 3 — нижний карбон (С₁); 4 — кварцево-карбонатные жилы; 5 — разломы; 6 — элементы залеганий. Минеральные ассоциации: I, II, III, IV — геофазы рудообразовательного процесса

мере контролируется его геологической структурой. В общем намечаются два морфологических типа оруденения:

1. Жилы, приуроченные к трещинам поперечных разломов. Мощность жил обычно невелика (15—20 см), но местами наблюдаются раздувы, достигающие 1 м, редко более. Не менее часты пережимы, при этом чередование раздувов и пережимов наблюдается как по простиранию, так и по падению.

2. Тонкие разветвляющиеся прожилки; густая сеть прожилков типа штокерка; небольшие, крайне неправильные по форме рудные тела, то резко и тупо выклинивающиеся, то утоняющиеся и выклинивающиеся; маломощные жилы и линзы, — все рудные проявления обычно находятся в гнетической и локальной связи с продольными разломами и связанными с ними послойными подвижками. Эти разломы представлены зонами раздробления и перетиранья мощностью до нескольких десятков метров, редко до 200 и более метров. Прожилки рудных минералов в пределах указанных зон часто образуют полосы до 2—3 м мощностью и до 10—20 м по простиранию.

В одних рудных месторождениях Нагольного кряжа преобладающим развитием пользуется первый морфологический тип оруденения — Центральный участок, Острый бугор, Бобриковский участок и др. В других месторождениях преобладает второй морфологический тип оруденения — Есауловский участок, шахта Утренняя, балки Ближняя и Дальняя Журавка.

Главнейшие элементы геологической структуры рудных участков были сформированы до рудоотложения. Подвижки частично сопровождали рудоотложение, что подтверждается широким развитием рудных брекчий. Подвижки происходили также после рудоотложения; ими нарушены и несколько смещены отдельные части рудных жил друг относительно друга. Особенностью рудных месторождений Нагольного кряжа являются сравнительно слабо выраженные околожилльные изменения боковых пород, происшедшие под влиянием гидротермальных рудоносных растворов. Изменения боковых пород проявились в незначительном осветлении глинистых сланцев, вызванном их карбонатизацией и окварцеванием. Под микроскопом в таких породах наблюдается густая сеть прожилков карбоната и кварца. Значительно реже по контакту рудных жил с боковыми породами (сланцами) наблюдаются оторочки белого листоватого каолинита и реже зеленого слюдopodobного минерала (сел. Нагольная Тарасовка). Ниже приводится краткое описание главнейших месторождений района.

Есауловское месторождение

Месторождение расположено на северном крыле Главного антиклинала Донецкого бассейна. На этом крыле антиклинала имеется осложнение, выраженное небольшой антиклинальной складкой в глинистых сланцах нижнего карбона, в сводовой своей части разорванной продольными разломами северо-западного простирания. Эти разломы выразились в сильном смятии и перетирании глинистых сланцев, в которых местами проявилась мелкая складчатость типа гофрировки. В тектонических зонах наблюдались глыбы и обломки известняков. Между зонами сильного нарушения находятся участки, сравнительно мало дислоцированные, сохраняющие первоначальную структуру свода складки. Главная масса рудных проявлений сконцентрирована в указанных зонах. Оруденение морфологически выражено маломощными и короткими жилами и линзами, сетью рудных прожилков и вкрапленностью. Обычно жилы имеют очень непостоянную мощность, изменяют ее по падению и простиранию; часто наблюдаются жилки, резко прекращаю-

щиеся как по простиранию, так и по падению, при этом перед прекращением жила иногда сильно увеличивается в мощности, приобретая причудливую форму. Рудные жилы и прожилки обычно имеют юго-западное падение.

Пострудные подвижки обусловили местами обмятие жил и прожилков в линзы и линзочки, а также разрывы со смещением и раздроблением более мощных жил. Мощность жил колеблется от 2—3 см до 1—1,5 м.

Минералогическим изучением руды Есауловского месторождения установлены следующие рудообразующие минералы: сфалерит, галенит, бурнонит, герсдорфит, джемсонит, пирит, теннантит, арсенопирит, аргентит, стибнит, вуртцит, марказит, борнит, халькозин, куприт, ковеллин, малахит, азурит, церуссит, глет, лимонит, сурьмяная, свинцовая и же-



Фиг. 2. Волокнистая текстура буланжерита. Есауловский участок, шурф № 1. Натуральная величина.

лезная охры. Из жильных минералов наибольшим распространением пользуются кварц и карбонаты (пара-анкерит, пистомезит и кальцит), каолинит и серицит.

Распределение минералов в руде крайне неравномерное.

Текстура руд крупнозернистая, реже полосчатая, несимметричная и волокнистая; последняя характерна для руд буланжеритово-галенитовых (фиг. 2).

В районе Есауловского месторождения известен еще ряд точек оруденения: рудная жила Крокодил, оруденение шурфов № 4 и 5.

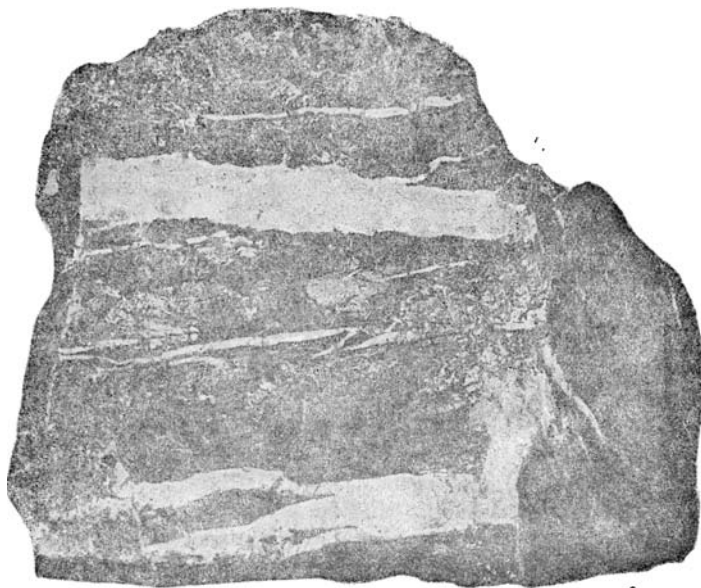
Месторождение участка шахты «Утренняя»

Месторождение расположено в 13 км от ст. Ровеньки, Донецкой железной дороги, у сел. Нагольной Тарасовки. Участок месторождения характеризуется сравнительно спокойным моноклиналильным залеганием пород, падающих на северо-восток под углом 50—70°. Породы, слагающие участок месторождения, представлены глинистыми сланцами, переслаивающимися с песчанистыми сланцами и песчаниками (до 20 м мощностью) среднего карбона.

Рудные жилы залегают согласно с вмещающими их горными породами. Кроме того, оруденение наблюдается в виде полос, в которых тонкие рудные прожилки приурочены к трещинам кливажа. Под влиянием пострудных подвижек жилы разбиты трещинами, выполненными минералами более поздних фаз минерализации.

Минералогическим изучением установлены следующие рудообразующие минералы: сфалерит, галенит, халькопирит, тетраэдрит, пирит, арсенопирит, герсдорфит, миллерит, ульманит, халькозин, ковеллин, борнит, церуссит, марказит, вуртцит. Из жильных минералов: кварц, карбонаты (пара-анкерит и пистомезит), каолинит, серицит.

Руды обычно крупнозернистые с полосчатой и брекчиевидной текстурой. Реже наблюдаются образцы со штокверковой текстурой, обусловленной сетью маломощных рудных прожилков по кливажным трещинам сланца (фиг. 3 и 4).



Фиг. 3. Полосчатая текстура, обусловленная ориентировкой прожилков кварца и карбоната в сфалерите. Участок шахты Утренней. Уменьшено в 2 раза.

Месторождение участка балки «Ближняя Журавка»

Месторождение расположено у сел. Нагольной Тарасовки, непосредственно к юго-востоку от него, и на расстоянии 2—3 км к юго-востоку от шахты Утренней. Участок Ближней Журавки сложен почти исключительно глинистыми сланцами среднего карбона, образующими антиклинальную складку с редкими и маломощными прослоями песчаника и нарушенными круто падающими продольными и поперечными разломами и несколькими зонами смятия с простиранием, близким к простиранию пород. Повидимому, наиболее молодые дислокации происходили по широтным полого падающим к северу трещинам; сланцы при этом сминались в мелкие складочки. Оруденение, в форме жил, локализовано в полосах, отвечающих широтным зонам круто падающих нарушений.

Минералогическим изучением в рудах Ближней Журавки установле-

ны следующие минералы: пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, тетраэдрит, халькопирит, халькозин, ковеллин, азурит, малахит, лимонит и из жильных — кварц, пистомезит и серицит.

Руды преимущественно обладают полосчатой текстурой, обусловленной ориентировкой минералов в одном направлении.

Месторождение участка балки «Дальняя Журавка»

Месторождение расположено к востоку от одноименной балки и представляет непосредственное продолжение к востоку месторождения Ближней Журавки.



Фиг. 4. Брекчиевая текстура — обломки сфалерита, галенита и породы, сцементированные кварцем и параанкеритом. Участок шахты Утренней. Уменьшено в 2 раза.

подавляющее большинство рудных и безрудных жил ориентировано в широтном направлении. Жилы кварцевые и кварцево-параанкеритовые, обычно небольшой мощности. Из рудных минералов в небольшом количестве наблюдаются галенит, сфалерит и халькопирит, азурит, малахит, лимонит и церуссит. Текстура руды полосчатая, ленточная и вкрапленная.

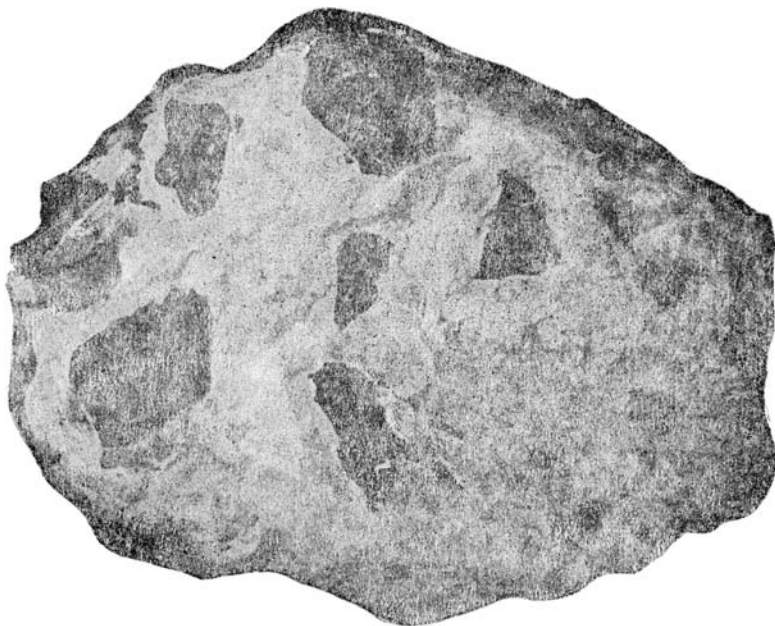
Месторождение Центрального участка

Центральный участок Нагольного кряжа расположен в 7 км к востоку от сел. Есауловки и в 16 км к юго-востоку от ст. Боково-Антрацит, Донецкой железной дороги.

Породы, слагающие месторождение, относятся к нижнему карбону и представлены серыми и черными глинистыми и песчано-глинистыми сланцами с редкими прослоями мелко- и крупнозернистого серого и бурого песчаника.

Участок представляет брахиантиклинальную складку, сильно нарушенную крупными меридиональными круто падающими поперечными разломами, особенно развитыми на западе участка. Главная масса рудных проявлений приурочена к этим меридиональным тектоническим трещинам и морфологически характеризуется жилами, отличающимися очень непостоянной мощностью как по падению, так и по простиранию.

Руды (жилы Надежда, Первомайская) часто характеризуются брекчиевидной текстурой (фиг. 5). В других трещинах (жилы Вера и Варвара) руды обладают полосчатым строением; развиты также друзовые текстуры, обычно мощность жил 10—20 см, но в раздувах достигает



Фиг. 5. Брекчиевая текстура — обломки глинистого сланца и песчаника сцементированные пара-анкеритом. Центральный участок, жила Надежда. Уменьшено в 2 раза.

1,5 м. Минералогически руды состоят преимущественно из кварца и пара-анкерита со сфалеритом, галенитом, тетраэдритом; в небольших количествах присутствуют бурнонит, халькопирит, марказит, ковеллин, азурит, церуссит и смитсонит.

Месторождение участка «Острый бугор»

Месторождение расположено в 4 км к востоку от сел. Есауловки, на возвышенности, являющейся водоразделом р. Нагольной и рч. Крепенькой. Острый бугор представлен тремя вытянутыми в широтном направлении грядами, которые, будучи сложены песчаниками, резко выделяются в рельефе.

В тектоническом отношении Острый бугор представляет брахиантиклинальную складку, в строении которой большую роль играют песчаники. От складки Центрального участка Острый бугор отделен северо-восточным разломом. Рядом аналогичных и меридиональных дислокаций нарушена также складка самого Острого бугра. Трещины поперечных разломов обычно выполнены жилами и прожилками, состоящими преимущественно из кварца. Большинство жил выполняют трещины в преде-

лах прослоев песчаника, резко прекращаясь при выходе трещины за пределы песчаника в сланцы. В выходах на земную поверхность жилы сложены почти чистым кварцем с небольшим количеством пирита, меньше арсенопирита, самородного золота, галенита, тетраэдрита и бурнонита. Пирит и арсенопирит также образуют вкрапленность во вмещающих породах, глазным образом вблизи зальбандов.

По отчетным данным кварцевые жилы с глубиной переходят в кварцево-карбонатные.

Бобриковское месторождение

Месторождение расположено к югу от сел. Бобрики. Участок сложен песчаниками и глинистыми сланцами нижнего карбона и представляет брахиантиклинальную складку, нарушенную продольными и поперечными разломами. Продольные разломы, сопровождаясь послынными подвижками, образуют зоны сильного смятия. Оруденение преимущественно приурочено к поперечным дислокационным трещинам и минералогически представлено главным образом кварцем, меньше пара-анкеритом, а из рудных минералов чаще всего золотосным пиритом. Оруденение в жилах очень неравномерное, обычно наблюдается в виде небольших (15—20 см) участков.

Минералогическим изучением установлены следующие рудообразующие минералы: пирит, галенит, сфалерит, блеклая руда, халькопирит, халькозин, аргентит, ковеллин, англезит, церуссит, лимонит, кварц, пара-анкерит. Текстура руды крупнозернистая и вкрапленная. Значительно реже руды имеют ленточное строение.

ОПИСАНИЕ РУДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

ГИПОГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

Сфалерит

Сфалерит является одним из главных рудообразующих минералов месторождений Нагольного кряжа. Здесь он представлен пятью разновидностями: коричневым с содержанием железа около 3%, светлоричневый с содержанием железа около 2%, зеленовато-бурый и красновато-бурый с содержанием железа меньше 1% и, наконец, медово-желтый сфалерит с содержанием железа ниже 0,5%, встречающийся исключительно редко.

Коричневый сфалерит пользуется наибольшим распространением; в большинстве жил он составляет основную массу. В рудных жилах сфалерит часто наблюдается в виде крупных кристаллов от 3 до 12 мм в диаметре. На гранях хорошо образованных кристаллов даже макроскопически можно наблюдать полисинтетические двойники. Срастания обычно происходят по октаэдрическим граням. Под микроскопом часто можно наблюдать, что двойниковые полоски волнисто изогнуты.

При травлении сфалерита парами царской водки во многих шлифах выявляются две генерации сфалерита: сфалерит первой генерации — в виде крупных удлиненных аллотриоморфных зерен с редкими узенькими двойниковыми полосками, параллельными удлинению зерен, и сфалерит второй генерации — в виде мелкозернистого агрегата (размер зерен 0,1—0,2 мм в диаметре), выполняющего промежутки между крупными зернами сфалерита и корродирующего грани последнего. Зерна также представляют полисинтетические двойниковые сростки.

Коричневый сфалерит в целом ряде участков обладает сложной пластинчатой внутренней структурой, представляющей две системы по-

лисинтетических двойников, срastaющихся под углом примерно 40—45°. К двойниковым швам приурочены прожилки и эмульсиевидные выделения халькопирита, буланжерита и галенита. Эмульсиевидные выделения халькопирита значительно увеличиваются в количестве вблизи прожилков кварца, карбоната, халькопирита и других минералов в сфалерите, что, повидимому, является доказательством метасоматического их образования.

Необходимо отметить нахождение в шлифах под микроскопом еще более поздней — шестой — генерации гипергенного сфалерита, наблюдающейся в виде тонких нитеобразных прожилков в халькопирите. Границы прожилков очень извилисты, и при наблюдении их под микроскопом с иммерсионным объективом наблюдаются тончайшие заливчики сфалерита в массу халькопирита по спайности последнего.

Спектральным анализом в коричневом сфалерите из участка шахты Утренней установлено содержание следующих элементов: Ga (слабые линии), Ag (слабые линии), Cd, Mn (слабые линии).

Химическим анализом чистого, отобранного под бинокуляром сфалерита (обр. № 400 из шахты Утренней) установлен следующий его состав:

	%	Молекулярные количества
Zn	62,55	0,9623
S	31,19	0,9978
Fe	2,82	0,0503
Cd	0,45	0,0038
Mn	0,02	0,0004
<hr/>		
	97,03	

Отсюда формула: $(Zn + Fe + Cd) : S = 1,177 : 0,998 = 1 : 1$, что отвечает формуле сфалерита: ZnS .

В рудах Центрального участка наиболее распространенными являются зеленый и красно-бурый сфалериты, слагающие главную массу руд этого месторождения. Я. В. Самойлову [19] удалось наблюдать срastания зеленого и краснобурого сфалерита с образованием полисинтетических сростков. Под микроскопом в проходящем свете он наблюдал на зеленом фоне красно-бурые полисинтетические двойниковые полосы. Таких образований автору настоящей работы наблюдать не удалось. В отраженном свете обе разновидности сфалерита различимы. Хорошо образованные кристаллы гранатоздрической формы сфалерита наблюдаются в жеодообразных пустотах, выполненных кристалликами горного хрусталя и пластинчатого карбоната. Иногда в этих жеодах наблюдаются хорошо образованные кристаллы галенита и реже тетраэдрита.

Спектральным анализом в зеленовато-буром сфалерите установлены: Ga (слабые линии), Ag, Cd.

Для химического анализа был отобран чистый материал из двух образцов, в результате были получены следующие цифры:

Сбр. № 84
Центральный участок

	%	Молекулярные количества
Zn	65,55	1,0084
S	33,01	1,0316
Fe	0,51	0,0031
Cd	0,75	0,0064
Mn	Не обнар.	—
Нерастворимый остаток	0,63	—
<hr/>		
	100,45	

Отсюда формула сфалерита: $(Zn + Fe + Cd) : S = 1,0179 : 1,0316 = 1 : 1$; при этом остается избыток серы (8 молекул).

Обр. № 87
Центральный участок

	%,	Молекулярные количества
Zn	65,85	0,0131
S	32,99	1,0309
Fe	0,63	0,0112
Cd	0,64	0,1057
Mn	Необнар.	
Нераствори- мый остаток	0,21	
	<hr/>	<hr/>
	100,32	

Отсюда формула сфалерита: $(Zn + Fe + Cd) : S = 1,1300 : 1,0309 = 1 : 1$; железо и кадмий при пересчете учитывались в виде сульфидов, химически связанных в сфалерите. При расчете формул обнаружен не-большой избыток серы.

В анализе, произведенном К. А. Ненадкевичем, помещенном в работе Я. В. Самойлова [19], мы имеем близкие данные:

	%,	Молекулярные количества
Zn	66,19	1,0183
S	32,88	1,0275
Cd+Cu	0,79	0,0070
Fe	следы	
	<hr/>	<hr/>
	99,86	

Зелено и красно-бурый сфалериты образовались позднее коричневого, так как в последнем наблюдаются прожилки кварца с зеленовато-бурыми кристаллами сфалерита.

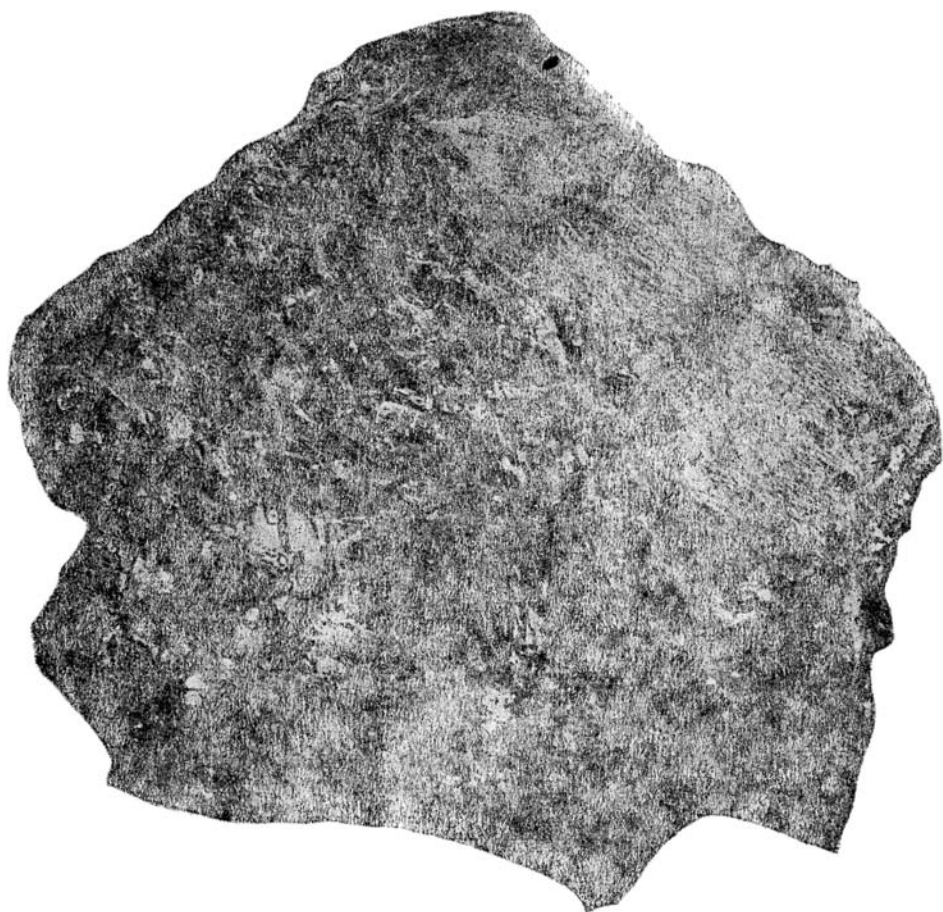
Значительно реже наблюдается медово-желтый сфалерит; он встречается в виде прожилков мощностью 1—3 мм в ассоциации с кварцем и кальцитом в сланцах. Кристаллики медово-желтого сфалерита иногда наблюдаются в жеообразных пустотках в коричневом сфалерите.

Галенит

Вторым по количеству рудообразующим минералом является галенит. Он наблюдается то в виде крупных скоплений в сланце, то образует прожилки по его трещинам совместно со сфалеритом, карбонатом и кварцем. При этом галенит выполняет промежутки между зернами кварца и карбоната, частично корродируя кристаллы последнего. В сфалерите галенит наблюдается в виде прожилкообразных включений, часто субграфического характера, и, наконец, он встречается в виде довольно крупных (до 2 см в поперечнике) кристаллов в жеообразных пустотах совместно с пластинчатыми кальцитом, кварцем и зеленовато- и красновато-бурыми кристаллами сфалерита. Кроме того, наблюдаются тонкие прожилки галенита, проникающие по двойниковым швам и трещинкам в сфалерите совместно с карбонатом, пиритом и арсенопиритом. Этот галенит обладает мелкозернистым строением.

Галенит первой генерации пользуется значительно большим распространением и участвует в образовании жил и рудных прожилков почти на равных началах со сфалеритом. Часто крупные кристаллы галенита

разлистованы, сплоены и изогнуты (фиг. 6). Особенно часто галенит с такими структурами наблюдается в рудах участка шахты Утренней. В некоторых кристаллах, повидимому, под влиянием процессов динамометаморфизма, образовались двойники скольжения. Такие явления описаны в работе Я. В. Самойлова [19]. Им же отмечается наличие серебра в галенитах из различных рудных участков Нагольного кряжа. Так, га-



Фиг. 6. Крупнокристаллический галенит (кристаллы пластически деформированы). Участок шахты Утренней. Уменьшено в 2 раза.

ленит Есауловского, Центрального и Бобриковского участков содержит серебра от 0,06 до 0,08, участка сел. Нагольной Тарасовки — от 0,24 до 0,25%. Серебро в галените, повидимому, находится в виде изоморфной примеси, а также в виде мелких механических включений эмульсиевидных зерен аргентита, выявляющихся только травлением галенита азотной однонормальной кислотой или бромисто-водородной кислотой. Иногда аргентит с галенитом находятся в сростании в виде решетчатой структуры (шахта Утренняя), но чаще в виде эмульсиевидных включений. Галенит второй генерации обычно находится в тесном графическом сростании с бурнонитом и наблюдается в виде прожилков в сфалерите. Галенит третьей генерации представлен крупными кристаллами, выполняющими жеодообразные пустоты. Наконец, галенит четвертой генерации наблюдается в виде тонких прожилков, возможно, гипергенного

происхождения. Этот галенит образует тонкие прожилки в сфалерите, где он находится в ассоциации с марказитом и кальцитом.

Спектральным анализом в галените первой генерации установлено присутствие следующих элементов:

галенит участка шахты Утренней: Ni, Cu, Zn, Bi, Sb, Sn, As;

галенит участка сел. Есауловки: Cu, Bi, Sb;

галенит участка балки Ближней Журавки: Cu, Bi, Sb.

Все эти элементы в галените, повидимому, являются изоморфными примесями. Никель установлен лишь в галените шахты Утренней. Интересным здесь является содержание олова и мышьяка, которые в галените из других участков не обнаружены. Попытки автора найти в галените какие-нибудь оловянные минералы не увенчались успехом, хотя в галените иногда наблюдаются очень мелкие включения розовато-серого минерала, несколько похожего на канфилдит. Более точно диагностировать минерал под микроскопом не удалось.

Ниже приводятся цифры двух химических анализов образцов чистого крупнокристаллического галенита.

Обр. № 40 Есауловский участок Шурф № 1			Обр. № 296 Шахта Утренняя		
	%	Молекулярные количества		%	Молекулярные количества
Pb	86,34	0,4151	Pb	86,64	0,4170
S	13,84	0,4325	S	13,83	0,4322
Cu	Нет	—	Cu	Нет	—
Bi	.	—	Bi	.	—
Sn	.	—	Sn	.	—
Sb	0,04	0,0003	Sb	0,025	0,0002
<hr/>			<hr/>		
100,22			100,49		

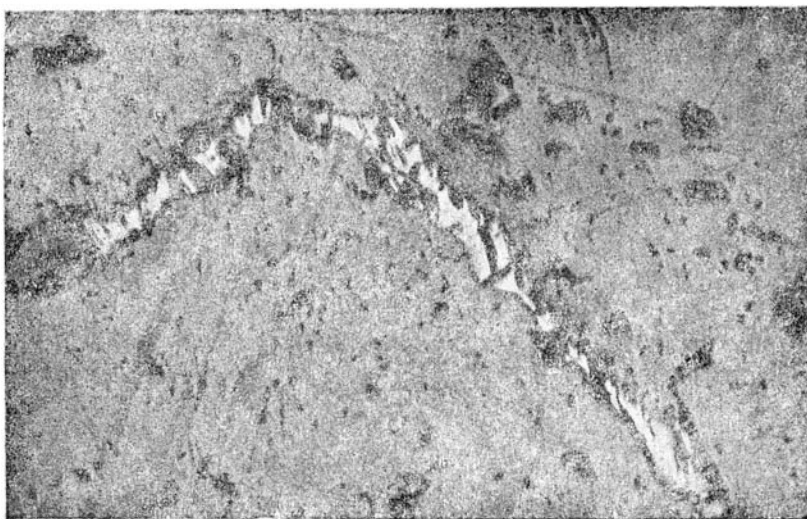
$$\text{Pb} : \text{S} = 0,415 : 0,432 = 1 : 1 \quad \text{Pb} : \text{S} = 0,417 : 0,432 = 1 : 1$$

Как видим, имеется небольшой избыток серы. Сурьма, возможно, присутствует в виде изоморфной примеси.

Пирит

Пирит в рудах Нагольного края пользуется большим распространением и представлен четырьмя генерациями. К первой генерации относится пирит, образование которого происходило в процессе пиритизации глинистых сланцев. Пирит этой генерации очень мелкозернист. Он наблюдается в виде пиритовых стяжений в сланцах. Обломки пиритизированных сланцев часто наблюдались в массе рудных и жильных минералов (сфалерит, карбонат, кварц), которые цементируют их, образуя рудные брекчии. Пирит второй генерации наблюдается в виде крупных хорошо образованных кристаллов, сростков последних, а также в виде прожилков в ассоциации с другими рудными минералами. Наиболее распространенной формой является куб с хорошо выраженной штриховкой. Реже наблюдаются кристаллы пентагонального додекаэдра и тетраэдра. Кристаллы пирита, заключенные в массу кварца, обычно содержат золото. Иногда они образуют большие скопления, составляя основную массу шлифов. Кристаллы разбиты трещинками и часто раздроблены. Трещинки заполнены прожилками других рудных и жильных минералов, часто корродирующих и цементирующих зерна пирита. В рудах, где основной массой является сфалерит, крупные кристаллы наблюдаются редко. Значительно чаще в сфалерите наблюдаются прожилкообразные выделения мелкозернистого пирита, вы-

полняющего промежутки между зернами сфалерита и проникающего по его двойниковым швам (фиг. 7). Наиболее часто пирит второй генерации наблюдается в рудах участков сел. Есауловки, шахты Утренней и Ближней и Дальней Журавки. Мелкозернистый пирит ассоциирует с карбонатом, арсенопиритом (редко) и галенитом. Наконец третьей генерацией пирита являются его мелкие кубические кристаллики, наблюдаемые в виде оспинок или присыпки на табличках кальцита, выполняющего жеодообразные пустотки в руде и кварцево-карбонатной массе (фиг. 8 и 9). К этой же генерации, повидимому, должны быть отнесены тонкие прожилки пирита, наблюдаемые в шлифах, который проникает по трещинкам спайности галенита. Но возможно, что этот пирит является



Фиг. 7. Прожилок пирита с кварцем в сфалерите. Двойниковые полосы в сфалерите, выявленные парами царской водки. Участок шахты Утренней. $\times 60$.

несколько более молодой — четвертой — генерацией. Пирит последней генерации, повидимому, является гипергенным, так как часто находится в ассоциации с церусситом и марказитом.

Спектральным анализом в пиритах первых двух генераций было установлено содержание следующих элементов: Ag (следы линий), Ni (средние линии), Cu (следы линий), Zn (слабые линии), As (средние линии).

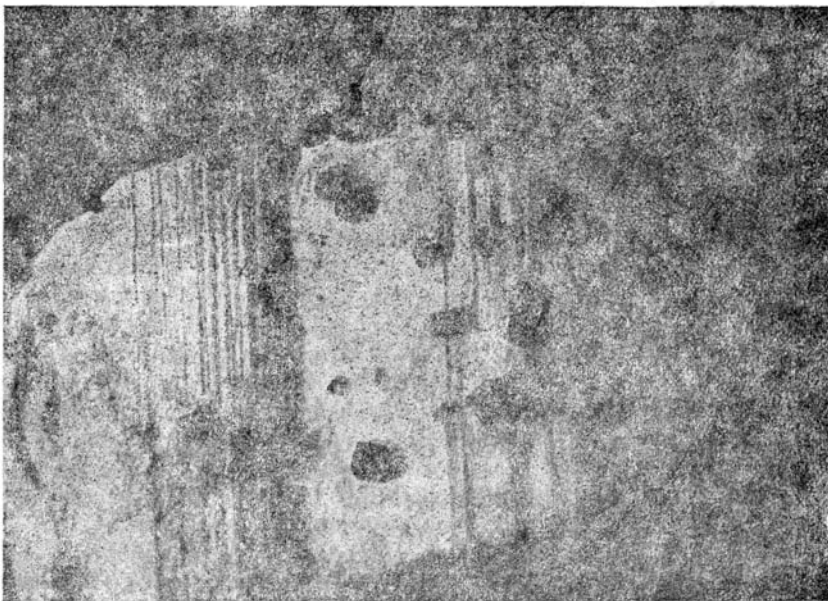
Химический анализ крупнокристаллического пирита из кварцево-карбонатной жилы шурфа № 23 (обр. № 256) участка балки Ближней Журавки показал нижеследующие результаты:

	‰	Молекулярные количества
Fe	46,26	0,8260
S	50,93	1,5915
As	1,20	0,0160
Ni	0,016	0,0002
Co	0,007	0,0001
SiO ₂	1,58	0,0263
99,99		

Отсюда формула: $(Fe + Ni + Co) : S = 0,826 : 1,592 = 1 : 2$, что отвечает формуле пирита: FeS_2 .



Фиг. 8. Выделения пирита (черные точки) на пластинчатых кристаллах карбоната. Есауловский участок, шахта Капитальная. Натуральная величина.



Фиг. 9. Кубики пирита на пластинчатых кристаллах карбоната. Есауловский участок, шахта Капитальная. $\times 15$.

В образце, повидимому, присутствует в небольших количествах арсениопирит, хотя микроскопически он не был установлен, а никель и кобальт находятся в виде изоморфных примесей.

Арсенопирит

Арсенопирит в рудах Нагольного кряжа обычно присутствует в очень небольших количествах. Исключением является шурф № 8 участка балки Ближней Журавки, где он является главным рудообразующим минералом. Наиболее ранней генерацией арсенопирита являются его крупные ромбические кристаллы, образующие звездчатые сростки в кварце и пирите первой генерации. В кварцевых прожилках арсенопирит ориентируется по периферии прожилков с образованием ленточных и друзовых текстур. Кварц корродирует кристаллы арсенопирита, образуя скелетные структуры (фиг. 10). Арсенопирит, заключенный в массе пиритизированного сланца, обычно наблюдается в виде одиночных, хорошо образованных ромбических кристаллов и агрегата последних. При травлении круп-



Фиг. 10. Коррозия кристаллов арсенопирита (asp) кварцем (Q) с образованием скелетной структуры — пирит. Участок Ближней Журавки, шурф № 8. $\times 30$.

ных выделений арсенопирита в сланце выявляется внутренняя крупнозернистая структура. Микроскопически были изучены крупные выделения арсенопирита, заключенные в мелкозернистом пиритизированном сланце. Кристаллы арсенопирита насыщены очень мелкими негативными кристалликами пирита, размеры и форма которых соответствуют зернам пирита в сланце. Повидимому, арсенопирит здесь образовался за счет пирита при обработке последнего растворами, содержащими мышьяк. Возможность такого процесса подтверждается экспериментальными исследованиями. Так, Е. Кордес [30] пишет, что «пары мышьяка при высокой температуре очень часто в известной степени играют роль заместителей серы».

В шлифах автор наблюдал, как крупные кристаллы арсенопирита заключают не вполне растворившиеся кристаллы пирита. Образование арсенопирита может также происходить за счет молекулярной перегруппировки пирита под влиянием мышьяк-содержащих растворов.

Спектральным анализом в чисто отобранном арсенопирите из шурфа № 8 установлено присутствие следующих элементов: Ag, Ni, Cu, Zn, Pb (слабые линии), Sb, As.

Повидимому, присутствие Zn, Cu, Pb является следствием механических примесей сфалерита, халькопирита и галенита. Ag, Ni, Sb, Bi

являются изоморфными примесями в арсенопирите. Спектральный анализ не указывает на содержание золота, хотя последнее является постоянной изоморфной примесью арсенопирита.

Химическим анализом арсенопирита (обр. № 186, Ближняя Журавка, шурф № 8) установлен следующий его состав:

	‰	Молекулярные количества
As	39,44	0,5259
Co	следы	—
Ni	0,11	0,0019
Fe	34,74	0,6204
Sb	1,43	0,0117
S	22,30	0,6969
SiO ₂	2,02	—
Fe ₂ O ₃ +Al ₂ O ₃	0,24	—
	100,28	

Отсюда формула: $(As + Sb) : (Fe + Ni) : S = 0,5376 : 0,6223 : 0,6969 = 1 : 1 : 1$, что отвечает формуле арсенопирита: $FeAsS$.

Избыток железа и серы, возможно, обусловлен присутствием двусернистого железа. Поэтому при пересчете цифр анализа избыток железа



Фиг. 11. Пржилки галенита (ga) с арсенопиритом (asp) в :фалерите (sl) и кварце (Q). Участок Ближней Журавки, шурф № 8. $\times 30$.

и серы был увязан в виде FeS_2 , а затем остальные цифры были рассчитаны на арсенопирит. Так как анализировались чистые кристаллы арсенопирита из кварцевых прожилков, то, повидимому, сернистое железо входит в формулу арсенопирита, и в таком случае последняя может быть представлена в следующем виде: $FeS_2 \cdot 9FeAsS$.

К сожалению, арсенопирит из пиритизированного сланца для анализа отобрать не удалось из-за очень тонкого срастания его с пиритом.

Второй генерацией арсенопирита являются прожилки мелкозернистого арсенопирита в сфалерите. Арсенопирит находится в ассоциации с галенитом, карбонатом и пиритом, образующими прожилки в сфалерите (фиг. 11).

Халькопирит

Количество халькопирита, по сравнению со сфалеритом и галенитом, в рудах Нагольного кряжа ничтожно, если не считать участка шахты Утренней, где он образует относительно большие скопления. В этом случае халькопирит наблюдается в виде крупных прожилкообразных выделений с очень извилистыми очертаниями в ассоциации с галенитом и сфалеритом. При травлении его $\text{NH}_4\text{OH} + \text{H}_2\text{O}_2$ выявляется внутренняя средне- и крупнозернистая структура. Зерна часто с идиоморфными очертаниями и представляют сростки простых и полисинтетических двойников. С помощью структурного травления были установлены две генерации халькопирита: одна представлена крупнозернистой разновидностью, другая — мелкозернистым халькопиритом, выполняющим промежуток между крупными зернами и частично их корродирующим. Часто замечается приуроченность мелкозернистого халькопирита к прожилкам других минералов, заключенным в халькопирите.

К крупнозернистому халькопириту приурочены выделения никелевых минералов, относящихся, по видимому, к фазе халькопирита, но выделившихся несколько раньше последнего.

Спектральным анализом в халькопирите установлено содержание нижеследующих элементов Ag, Cu, Zn, Pb, Sn, Ga, Ge, Mn.

В халькопирите спектральным анализом никель не обнаружен, но микроскопически в нем почти всегда наблюдались никельсодержащие минералы (герсдорфит, миллерит).

Химическим анализом халькопирита — обр. № 223 из шахты Утренней — установлено содержание следующих элементов:

	%	Молекулярные количества
Cu	33,78	0,5311
Fe	31,38	0,5532
S	33,97	1,0616
Ni	0,02	0,0002
Sb	Нет	—
As	0,08	0,0011
<hr/>		
99,23		

Отсюда формула: $\text{Cu} : \text{Fe} : \text{S} = 0,531 : 0,553 : 1,062 = 1 : 1 : 2$, что отбрасывает обычную формулу халькопирита: Cu Fe S_2 .

Никель и мышьяк присутствуют в виде герсдорфита (NiAsS), остальная часть мышьяка, по видимому, связана в виде незначительных количеств арсенипирита; имеется некоторый избыток железа (20 молекул).

Наряду с описанными выше двумя генерациями халькопирита, наблюдались мелкие эмульсиевидные выделения и тонкие прожилки халькопирита в массе коричневого сфалерита. Часто эмульсии и прожилки приурочены к двойниковым швам, при этом образуется кристаллографическая структура замещения.

Образование эмульсиевидных выделений халькопирита возможно двояким путем: с одной стороны, халькопирит мог образоваться при распадении твердого раствора под влиянием явлений динамометаморфизма при образовании пластинчатых двойников сфалерита. Здесь халькопирит отжимался к двойниковым швам сфалерита. С другой стороны, образование халькопирита могло происходить метасоматическим путем. Доказательством последнего является значительное увеличение эмульсиевидных выделений халькопирита вблизи прожилков карбоната в сфалерите. При изучении прозрачных шлифов из сфалерита с эмульсией халькопирита наблюдались тонкие апофизы непрозрачного рудного ми-

нерала в сфалерит, отходящие от прожилков кварца и карбоната. Несомненно, что этот рудный минерал является халькопиритом. В полированных шлифах эмульсиевидные выделения халькопирита, сопровождающие такие прожилки, отвечают поперечным срезам указанных апофиз. Повидимому, к этой же генерации халькопирита относятся его прожилки в блеклой руде и тонкие прожилки халькопирита, окаймляющие выделения сфалерита в галените.

Тетраэдрит

Блеклые руды в месторождениях Нагольного кряжа наблюдаются повсеместно. Наибольшим распространением пользуется тетраэдрит. Большие его количества наблюдаются в рудах шурфа № 8 на участке балки Ближней Журавки. В рудах Есауловского участка тетраэдрит почти отсутствует.

Тетраэдрит обычно наблюдается в виде аллотриморфных прожилкообразных выделений в кварце, сфалерите и халькопирите. В рудах шурфа № 8 он образует прожилки, цементирующие зерна арсенопирита в ассоциации с халькопиритом и сфалеритом. Интересно, что часто по контакту сфалерита и тетраэдрита наблюдаются тонкие прожилки (каемочки) халькопирита, образовавшегося в более позднюю фазу. В отраженном свете выделения тетраэдрита серо-белого цвета с буроватым оттенком. Буроватый оттенок выделений тетраэдрита отчетливо наблюдается макроскопически на свежих изломах. Все разновидности тетраэдрита изотропны. Реактивами тетраэдрит не травится. Микрхимически установлено присутствие сурьмы и меди.

Спектральным анализом в отобранном под биноклем тетраэдрите установлено содержание следующих элементов: Cu, Ag, Pb, Bi, Sb, Cd, As, Mn.

Повидимому, Ag, Zn, Pb, Bi и As присутствуют в виде изоморфной примеси и в тетраэдрите. Содержание в нем Ag, Zn и Pb было указано Я. В. Самойловым [18, 19]. Кроме того, в наших образцах тетраэдрита было установлено содержание ртути (0,09%).

Химическими анализами двух образцов из шурфа № 8 участка балки Ближней Журавки установлен нижеследующий состав блеклых руд:

Обр. № 231			Обр. № 232			Анализ блеклой руды по Самойлову	
	%	Молекулярные количества		%	Молекулярные количества		%
Cu	41,29	0,6451	Cu	39,20	0,6173	Cu	36,57
As	1,63	0,0164	As	2,59	0,0345	As	3,05
Sb	23,92	0,1960	Sb	24,48	0,2011	Sb	2,43
S	25,28	0,7900	S	24,18	0,7531	S	1,87
Zn	3,42	0,0526	Zn	5,21	0,0801		
Fe	3,37	0,0601	Fe	2,55	0,0451		
Hg	Не опред.	—	Hg	0,09	0,0004		
<hr/>			<hr/>				
98,91			98,30				

Химическим анализом обр. № 231 устанавливаем: $(Cu + Zn) : (Sb + As) : S = 0,6977 : 0,2124 : 0,6700 = 6 : 2 : 6$, что отвечает формуле: $(Cu, Zn)_6 \cdot (Sb, As)_2 \cdot S_6$. Таким образом, получаем формулу: $3(Cu_2 Zn)S \cdot (Sb, As)_2 S_3$, отвечающую составу тетраэдрита.

Химическим анализом обр. № 232 устанавливаем: $(Cu + Zn + Hg) : (Sb + As) : S = 0,6978 : 0,2356 : 0,7531 = 6 : 2 : 6$, что отвечает формуле: $(Cu_2, Zn Hg)_6 \cdot (Sb, As)_2 \cdot S_6$ или $3(Cu_2 Zn Hg)S \cdot (Sb, As)_2 \cdot S_3$

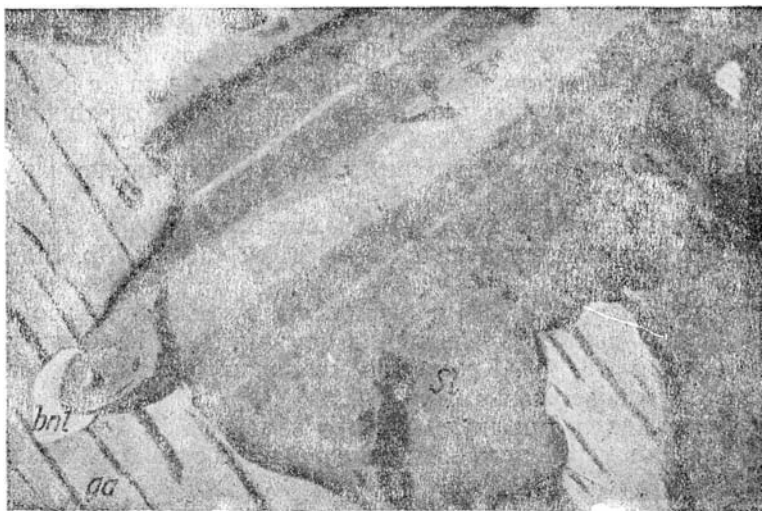
При расчете железо было увязано с серой в соотношениях, отвечающих пириту. Цинк и ртуть присоединялись к меди, а мышьяк к сурьме.

Более поздней генерацией тетраэдрита являются хорошо образованные тетраэдрические кристаллы последнего, наблюдаемые в рудах Центрального участка в ассоциации с кристаллами галенита третьей генерации и сфалерита второй генерации и мелкими призматическими кристалликами кварца четвертой генерации.

Теннантит в рудах Нагольного кряжа наблюдается очень редко, только под микроскопом в виде тонких нитеобразных прожилков в халькопирите шахты Утренней и в виде редких выделений неправильной формы в рудах Есауловки. В отраженном свете теннантит светлосерого цвета с зеленоватым оттенком; изотропен; чертится стальной иглой; реактивы не действуют; микрохимически установлено содержание As и Cu.

Бурнонит

Бурнонит является одним из главных рудообразующих минералов руд Есауловского участка. Несколько меньше его в рудах Централь-



Фиг. 12. Дополнение граней сфалерита бурнонитом (bnt). Сфалерит (sl) протравлен парами царской водки. ga — галенит. Есауловский участок, шахта № 1. $\times 60$.

ного участка. В других участках он или совсем отсутствует или присутствует в очень небольшом количестве. Он наблюдается в виде аллотриоморфных выделений и прожилков, почти всегда в ассоциации с галенитом, в массе сфалерита, кварца и карбоната. С галенитом бурнонит часто образует сростания типа графических структур, представляющие, повидимому, результат распада твердого раствора. Часто наблюдаются выделения бурнонита, как бы дополняющие грани сфалерита (фиг. 12). С другой стороны, иногда наблюдаются сростания галенита и бурнонита, где галенит идиоморфен по отношению к бурнониту.

Бурнонит стально-серого цвета, хрупкий; под микроскопом светлосерого, почти белого цвета; от галенита отличается голубовато-зеленым оттенком; ясно анизотропен. Обычно наблюдаются полисинтетические двойники. Из реактивов бурнонит травится только HNO_3 с образованием коричневой пленки. Микрохимическими реакциями установлено содержание Cu, Pb, Sb.

В отобранной под бинокляром пробе бурнонита спектральным анализом установлены следующие элементы: Cu, Pb, Sb, Ag, Bi, As, Mn. Повидимому, Ag, Bi, As являются изоморфными примесями бурнонита.

Химическим анализом (обр. № 44, Есауловский участок, шахта Капитальная) установлен следующий состав бурнонита:

	%	Молекулярные количества
Cu	14,23	0,2223
As	0,36	0,0048
Sb	22,83	0,1871
S	19,60	0,6000
Zn	1,22	0,0188
Pb	41,30	0,1995
<hr/>		
	99,54	

При пересчете цинк был присоединен к меди, мышьяк к сурьме, и формулу бурнонита можно представить в следующем виде.

$$\begin{aligned}
 (\text{Cu} + \text{Zn}) : \text{Pb} : (\text{Sb} + \text{As}) : \text{S} &= 0,2411 : 0,1995 : 0,1919 : 0,6000 = \\
 &= 2 : 2 : 2 : 6 = (\text{Cu}, \text{Zn})_2 \cdot \text{Pb}_2 (\text{Sb}, \text{As})_2 \text{S}_6 \text{ или} \\
 &(\text{Cu}_2\text{Zn})\text{Sb} : 2\text{PbS} : (\text{Sb}, \text{As})_2\text{S}_3.
 \end{aligned}$$



Фиг. 13. Петельчатая структура замещения бурнонита (основная масса) малахитом, азуритом и халькозитом. Есауловский участок, шлиф № 29. $\times 60$.

Характерной особенностью бурнонита является его легкая окисляемость в условиях земной поверхности. Редко можно наблюдать в полированных шлифах бурнонит без прожилков вторичных минералов меди, свинца и железа. Последние обычно образуют густую сеть прожилков с образованием петельчатых и полосчатых структур (фиг. 13).

Буланжерит

Буланжерит наблюдается только в рудах Есауловского участка.



Фиг. 14. Выделения буланжерита (bu) в галените (ga) с выделениями кварца (Q), карбоната (C) и сфалерита (sl). Есауловский участок, шлиф № 42. $\times 60$.

Обычно это тонковолокнистые скопления с шелковистым блеском, почти всегда в ассоциации с галенитом и бурнонитом. В шлифах буланжерит часто присутствует в виде прожилкообразных выделений в сфалерите. Иногда буланжерит образует тонкие нитеобразные прожилки по двойниковым швам сфалерита. Выделения буланжерита в сфалерите наблюдаются иногда в виде хорошо образованных игольчатых кристаллов. Выделения буланжерита заключены также в галените (фиг. 14). Наблюдаются выделения, представляющие сростки бурнонита, с галенитом, окаймленные игольчатыми кристаллами буланжерита, растущими в массу сфалерита (фиг. 15). Игольчатые кристаллы буланжерита часто

ориентированы параллельно длине прожилков и приурочены к трещинам и границам зерен галенита. Под микроскопом в отраженном свете



Фиг. 15. Выделения бурнонита (bnt) в сфалерите (sl), шестоватые выделения буланжерита (bu). Есауловский участок, шлиф № 75. $\times 4$.

буланжерит белого цвета со слабым буроватым оттенком; в отраженном поляризованном свете ясно анизотропен. Внутренняя структура булан-

жерита, — мелко- и среднезернистая — выявляется с помощью поляризованного света. Зерна обычно имеют вид удлинённых табличек и игольчато вытянутых образований. При действии HNO_3 буланжерит мгновенно вскипает и чернеет; HCl обычно не действует, но иногда выявляется внутренняя структура, и поверхность покрывается светложелтой пленкой; KCN , FeCl_3 , HgCl_2 и KOH не действуют. От паров царской водки выделения буланжерита буреют, что помогает обнаружить его в галените. Микрхимическими реакциями установлено содержание Pb и Sb . Спектральным анализом тщательно отобранной пробы шелковистого буланжерита установлено содержание в нем следующих элементов: Ag , Cu , Pb , Bi , Sb , As , Mn . Повидимому, Bi , Ag , As являются изоморфными примесями буланжерита.

Химическим анализом (обр. № 22, Есауловский участок, шахта Капитальная) в буланжерите установлены следующие элементы:

	%	Молекулярные количества
Cu	0,38	0,0059
As	Не обнар.	—
Sb	25,54	0,2093
S	18,46	0,5769
Zn	Не обнар.	—
Hg	0,03	0,0004
Pb	54,74	0,2658
Fe	0,43	0,0077
Ni	Не обнар.	—
	99,58	

$\text{Pb} : \text{Sb} : \text{S} = 0,266 : 0,209 : 0,577 = 5 : 4 : 11 = \text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$ или $5\text{PbS} : 2\text{Sb}_2\text{S}_3$

При расчете Hg , Fe , Cu присоединялись к свинцу. Возможно, что присутствие Fe объясняется примесью небольшого количества джемсонита.

Из анализа видно, что если не учитывать изоморфные примеси, то состав буланжерита, полученный в результате химического анализа, вполне отвечает теоретической формуле буланжерита.

Джемсонит

Джемсонит значительно уступает буланжериту в количественном отношении. Он обнаружен также только в рудах Есауловского участка. Наблюдается джемсонит в виде игольчатых кристаллов. Грани часто покрыты штриховкой, перпендикулярной ребрам. Отдельные игольчки обычно достигают 1—2 см. Значительно более крупные кристаллы джемсонита наблюдаются редко. Игольчки джемсонита выполняют промежутки между зернами галенита, буланжерита, сфалерита и кварца. Жеодообразные пустотки в кварце выполнены войлокообразными игольчатыми скоплениями джемсонита. Игольчки часто покрыты синим налетом и замещаются по трещинкам сурьмяной и свинцовой охрами. Игольчки джемсонита часто прорастают кристаллы кварца. Под микроскопом в отраженном свете джемсонит почти не отличим от буланжерита; в непосредственном контакте с буланжеритом выявляется его несколько более белая окраска. В отраженном поляризованном свете джемсонит ясно анизотропен, анизотропность его значительно сильнее, чем у буланжерита. HNO_3 джемсонит очень слабо травится, и в результате появляется желтоватый налет, но чаще реакция отрицательная; остальные реактивы не действуют; KOH иногда дает слабое пожелтение. Микрхимическими реакциями установлено содержание свинца, сурьмы и железа. Спектральным анализом установлены следующие элементы:

Ag, Ni, Cu, Zn, Pb, Bi, Sb, Co, As, Mn. Повидимому, Ag, Bi, As являются изоморфными примесями, а присутствие Zn, Cu объясняется небольшими примесями минералов вроде сфалерита, бурнонита или халькопирита, которые часто образуют сростания с джемсонитом, затрудняющие отбор чистого материала для химического анализа.

Химическим анализом джемсонита (обр. № 19 из шахты Капитальной Есауловского участка) установлены нижеследующие элементы:

	%	Молекулярные количества
Cu	0,69	0,010
As	Не обнар.	
Sb	27,84	0,2282
S	17,02	0,5319
Zn	Не обнар.	
Pb	52,07	0,2515
Fe	" 2,05	0,0366
Ni	Не обнар.	
	<hr/>	
	99,67	

По составу этот минерал ближе всего подходит к джемсониту.

Подобный минерал описан Л. Л. Ивановым [6] как плюмбостибит. Согласно химическим анализам, приведенным в статье Л. Л. Иванова, Pb = 56,37 и 56,40%, Sb = 22,04 и 23,63%, S = 19,97 и 17,39%. Недостаток суммы до 100% в первом анализе — 1,62% и во втором — 2,58%; цифры эти очень близки к количеству железа (2,05%), определенному в обр. № 19 из шахты Капитальной.

Стибнит

Стибнит в рудах Есауловки наблюдался всего в одном шлифе. В массе галенита по трещинкам спайности его наблюдались тонкие прожилки (до 0,03 мм мощностью) в ассоциации с мягким жильным минералом. Стибнит сильно анизотропен; хорошо травится KOH; HNO₃ действует медленней, чем на галенит; KCN реагирует с образованием коричневого налета. Микрохимически установлено содержание Sb. По данным определителей, минерал ближе всего подходит к стибниту. Однако дать более точную диагностику этого минерала нельзя из-за микроскопического характера его выделений.

Герсдорфит

Герсдорфит был установлен микроскопически в рудах шахты Утренней и в рудах шурфов № 4 — 5 Есауловского участка. Его количество в руде редко превышает 1 — 2%. Наблюдается герсдорфит в виде кубической формы зерен (фиг. 16) 0,02 — 0,01 мм в диаметре, значительно реже наблюдаются более крупные зерна до 0,5 и 1 мм в диаметре. В отраженном свете цвет герсдорфита кремово-белый, иногда с ясно розоватым оттенком; изотропен; иглой не чертится или чертится очень слабо. HNO₃ герсдорфит медленно травится с выявлением зонального строения зерен; остальные реактивы не действуют. Микрохимическими реакциями установлено содержание Ni, As и S. По определителю минерал с близкими свойствами называется герсдорфитом.

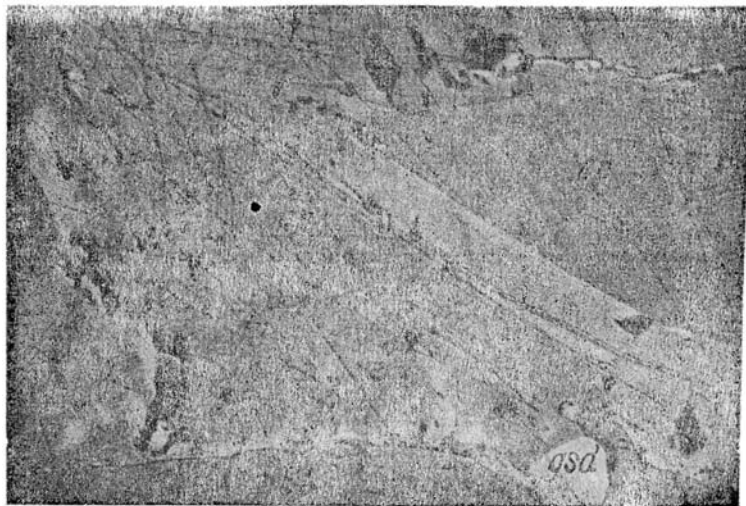
Зерна герсдорфита в шлифах обычно наблюдаются либо в халькопирите, по контакту последнего со сфалеритом или жильным минералом, либо в прожилках жильного минерала (карбоната), наблюдаемых в массе сфалерита.

Миллерит

Миллерит также установлен только микроскопически в рудах участка шахты Утренней. Он наблюдается в виде сростков копьевидных кристаллов, растущих на кварце в массу халькопирита. Однако значительно чаще миллерит наблюдается в виде аллотриоморфных и округлых выделений в халькопирите по его контакту со сфалеритом и кварцем. В отраженном свете цвет миллерита светло-желтый; очень сильно анизотропен; иглой легко чертится. От HNO_3 миллерит быстро чернеет. Микрхимическими реакциями установлено содержание в нем никеля и серы.

Пирротин

Пирротин был установлен всего в трех шлифах, из которых два были из участка сел. Нагольной Тарасовки и один — из Есауловского участка.



Фиг 16. Выделения герсдорфита (gsd) в халькопирите. Двойниковая структура халькопирита (ср.) выявлена травлением $\text{NH}_4\text{OH} \cdot \text{H}_2\text{O}_2$, sl — сфалерит. Участок шахты Утренней, шлиф № 400, $\times 60$.

Наблюдался пирротин в виде мелких прожилообразных выделений в халькопирите и сфалерите. В отраженном свете он светлокремового цвета; ясно анизотропен (от желто-розового до серо-фиолетового цвета); иглой чертится; реактивами не травится. Микрхимические реакции произвести не удалось из-за весьма малых размеров выделений. На основании физических свойств этот минерал может быть назван пирротинном.

Самородное золото

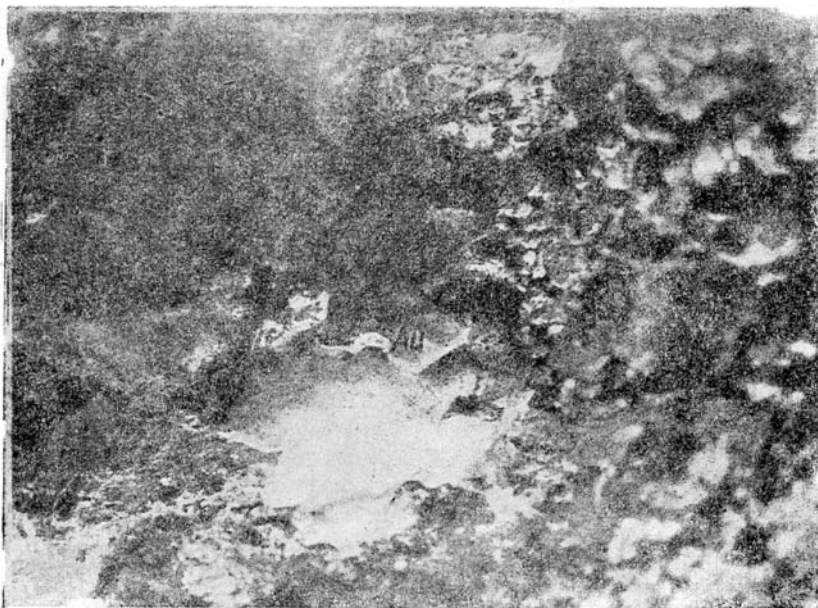
Самородное золото наблюдалось в рудах участка Острого бугра в виде таблитчатых выделений в кварце (фиг. 17), иногда достигающих 4—5 мм в диаметре. Однако значительно чаще наблюдаются неправильной формы зерна золота в массе лимонита. Последний образует псевдоморфозы по пириту и арсенопириту, а также наблюдается в виде самостоятельных прожилков в кварце.

Золото в рудах Острого бугра, повидимому, образует две генерации: первая генерация наблюдается в виде выделений самородного золота в

кварце; второй генерацией являются мелкие выделения самородного золота в лимоните. При метасоматическом замещении пирита и арсенопирита распыленные частицы золота, заключенные в последних, освобождались и, коагулируя, обособлялись в массе лимонита. Однако благодаря наличию хлора и марганца в породах Нагольного кряжа, золото могло растворяться и переноситься в виде хлористых соединений. Будучи восстановлено, повидимому, окислами железа, оно выделялось в виде металлического золота.

Жильные минералы

Из жильных минералов в Нагольном кряже, в первую очередь, должна быть отмечена большая группа карбонатов, состоящая из кальцита, пара-анкерита, сидероплезита и пистомезита; затем широко распространены кварц. В меньших количествах наблюдаются каолинит и слюда.



Фиг. 17. Выделения самородного золота (Au) в кварце. Учисток Острога бугра. $\times 8$.

Карбонаты

Из карбонатов в рудных и безрудных кварцевых жилах и прожилках месторождений Нагольного кряжа минералогическим и химическим исследованием установлено три минерала.

1. Пистомезит — сравнительно распространенный минерал, участвующий совместно с кварцем в строении рудных жил и прожилков. Наиболее часто его кристаллы имеют таблитчатую форму. Крупнозернист и обладает светложелтой окраской. С кварцем образует тесные сростания; местами как будто идиоморфен по отношению к кварцу, но чаще выполняет промежутки между крупными его зернами. Химический состав этого минерала иллюстрируется данными, приведенными в табл. 1.

Пересчет данных химических анализов на чистый карбонат во всех приведенных в таблице четырех анализах дает одинаковые соотношения

между карбонатом железа и карбонатом магния, отвечающие пистомезиту.

Таблица 1

Химические анализы пистомезитов из различных рудных жил месторождений Нагольного кряжа

Компоненты	Ближняя Журавка Шурф № 13 Обр. № 140		Нагольная Тарасовка Обр. № 139		Нагольная Тарасовка Обр. № 237		Центральный участок Шахта Налесда Обр. № 111/127	
	%	молекулярные количества	%	молекулярные количества	%	молекулярные количества	%	молекулярные количества
SiO ₂	0,95	0,0108	0,40	0,0066	1,53	0,0255	1,94	0,0323
Fe ₂ O ₃	1,24	0,0079	0,86	0,0053	0,72	0,0045	0,33	0,0020
Al ₂ O ₃	0,83	0,0081	0,93	0,0091	1,07	0,0104	1,59	0,0156
FeO	43,31	0,6015	43,66	0,4063	43,48	0,6038	41,15	0,5709
CaO	0,23	0,0041	0,28	0,0050	0,20	0,0035	0,86	0,0153
MgO	11,69	0,2922	11,87	0,2967	11,58	0,2895	13,19	0,3297
MnO	1,59	0,0224	1,52	0,0214	1,44	0,0090	0,28	0,0039
TiO ₂	Не опред.	—	Не опред.	—	Не опред.	—	Не опред.	—
CO ₂	40,47	0,9243	40,87	0,9147	40,25	0,9147	40,68	0,9227
П.п.п.	0,14	—	0,10	—	0,14	—	0,19	—
	100,45		100,49		100,41		100,21	
			Пересчет на чистый карбонат					
CaCO ₃	0,46		0,30		0,35		1,53	
MgCO ₃	24,55		23,93		24,32		27,70	
FeCO ₃	69,78		70,28		70,05		66,27	
MnCO ₃	2,58		2,46		1,84		0,45	
	97,37		96,97		96,56		95,95	

2. Пара-анкерит является одним из наиболее распространенных карбонатов в жилах Нагольного кряжа. Этот минерал чаще всего бывает окрашен в серый, розовый и белый цвета. Наблюдается часто в виде крупнокристаллических агрегатов. Кристаллы часто имеют скаленоэдрическую и пластинчатую формы (фиг. 18). Пара-анкерит или участвует совместно с кварцем в строении рудных жил и прожилков или образует самостоятельные жилы, слагая их основную массу. Химический состав этого минерала иллюстрируется данными табл. 2.

Пересчет данных анализов на чистый карбонат показывает, что мы имеем дело со сложными карбонатами, отвечающими по составу пара-анкеритам (отношение CaCO₃ к сумме FeCO₃ + MgCO₃ приблизительно равно 1 : 1 и количество MgCO₃ превышает содержание FeCO₃).

3. Кальцит является сравнительно менее распространенным минералом в рудных жилах. Он наблюдается в виде белых таблитчатых кристаллов (фиг. 19) и тонких прожилков мелкозернистого строения в массе других минералов. Этот минерал часто ассоциирует с мелкокристаллическими водяно-прозрачными кристаллами кварца, галенитом и сфалеритом последних генераций.

Химические анализы пара-анкеритов из различных рудных жил месторождений Нагольного края

Компо- ненты	Белый круп- нокристал- лический		Белый таблитчатый		Белый среднезернистый		Белый среднекри- сталлический		Розовый крупно- кристаллический		Розовый средне- кристаллический		Желтый крупно- кристаллический		Белый мелко- кристалличе- ский	
	Есауловский участок Обр. № 11		Есауловский участок Обр. № 59		Острый бугор Обр. № 1		Дьяковский участок Обр. № 4		Шахта Утренняя Обр. № 356		Шахта Утренняя Шурф № 3 Обр. № 224		Жила Крокодил Шурф Непонят- ный Обр. № 45		Балка Киселева (месторождение в известняке) Обр. № 202	
	%	молеку- лярные количе- ства	%	молеку- лярные количе- ства	%	молеку- лярные количе- ства	%	молеку- лярные количе- ства	%	молеку- лярные количе- ства	%	молеку- лярные количе- ства	%	молеку- лярные количе- ства	%	молеку- лярные количе- ства
SiO ₂	0,38	0,90063	0,48	0,0080	7,89	0,1315	0,12	0,0020	0,20	0,0033	2,67	0,0445	0,13	0,0022	12,14	0,2023
Fe ₂ O ₃	0,00	—	0,00	—	0,20	0,0012	0,00	—	0,68	0,0042	0,57	0,0035	0,18	0,0011	1,20	0,0075
Al ₂ O ₃	0,55	0,0054	1,30	0,127	0,00	—	0,48	0,0047	0,18	0,0017	0,52	0,0051	0,67	0,0066	0,56	0,0053
FeO	11,34	0,1575	11,00	0,1528	9,29	0,190	11,88	0,1650	12,02	0,1669	11,00	0,1527	14,18	0,1969	8,44	0,1172
CaO	29,80	0,5321	28,51	0,5091	27,00	0,4357	29,20	0,5914	28,52	0,5092	28,10	0,5017	28,74	0,5132	26,50	0,4732
MgO	13,15	0,3287	13,50	0,3375	14,12	0,3530	13,40	0,3350	13,08	0,3270	13,27	0,3317	12,20	0,3030	12,52	0,3130
MnO	0,70	0,0098	0,29	0,0040	0,43	0,0067	0,12	0,0016	0,58	0,0081	0,40	0,0056	0,40	0,0056	0,39	0,0055
TiO ₂	Следы	—	Следы	—	Не опред.	—	Не опред.	—	Не опред.	—	Не опред.	—	Не опред.	—	—	—
Zn															Следы	0,0
Pb															Следы	—
Cu															Следы	—
S															Следы	—
CO ₂	44,24	1,0054	43,08	0,9791	41,20	0,9363	45,15	1,0261	44,43	1,0091	43,63	0,9915	43,88	0,9973	38,60	0,8772
П.п.п.	0,25	—	1,20	—	Не опре..	—	Не опред.	—	0,13	—	0,18	—	0,14	—	Не опре- д.	—
	100,41	—	99,36	—	100,18	—	100,35	—	99,82	—	100,34	—	100,52	—	100,35	—
	Пересчет на чистый карбонат															
CaCO ₃	53,21		50,91		48,37		51,14		50,87		50,17		51,32		47,32	
MgCO ₃	27,69		28,35		29,65		28,14		27,47		27,86		25,62		25,29	
FeCO ₃	18,27		17,72		14,96		19,14		19,36		17,72		22,84		13,60	
MnCO ₃	0,47		1,43		0,77		0,19		0,83		0,65		0,65		0,63	
	100,21		98,41		93,75		93,61		98,53		96,40		100,43		87,84	



Фиг. 18. Кристаллы пара-анкерита. Участок жилы Крокодил. Naturalная величина.



Фиг. 19. Таблитчатые кристаллы кальцита. Есауловский участок, шахта № 1. Naturalная величина.

Ниже приводятся данные химического анализа белого крупнолистового кальцита (обр. № 57, Есауловский участок, шурф № 1):

	%	Молекулярные количества
SiO ₂	0,07	0,0011
Fe ₂ O ₃	0,12	0,0007
Al ₂ O ₃	0,00	—
FeO	0,34	0,0047
CaO	55,99	0,9980
MgO	следи	—
MnO	0,05	0,0012
TiO ₂	Не опред.	—
CO ₂	43,74	0,9941
П.п.п.	0,16	
	<hr/>	
	100,47	

	Пересчет на карбонат %	Пересчет на чистый карбонат %
CaCO ₃	99,90	99,37
MgCO ₃	—	—
FeCO ₃	0,55	0,54
MnCO ₃	0,10	0,09
	<hr/>	<hr/>
	100,55	100,00

Пересчет данных анализа на чистый карбонат показывает, что мы имеем дело с кальцитом.

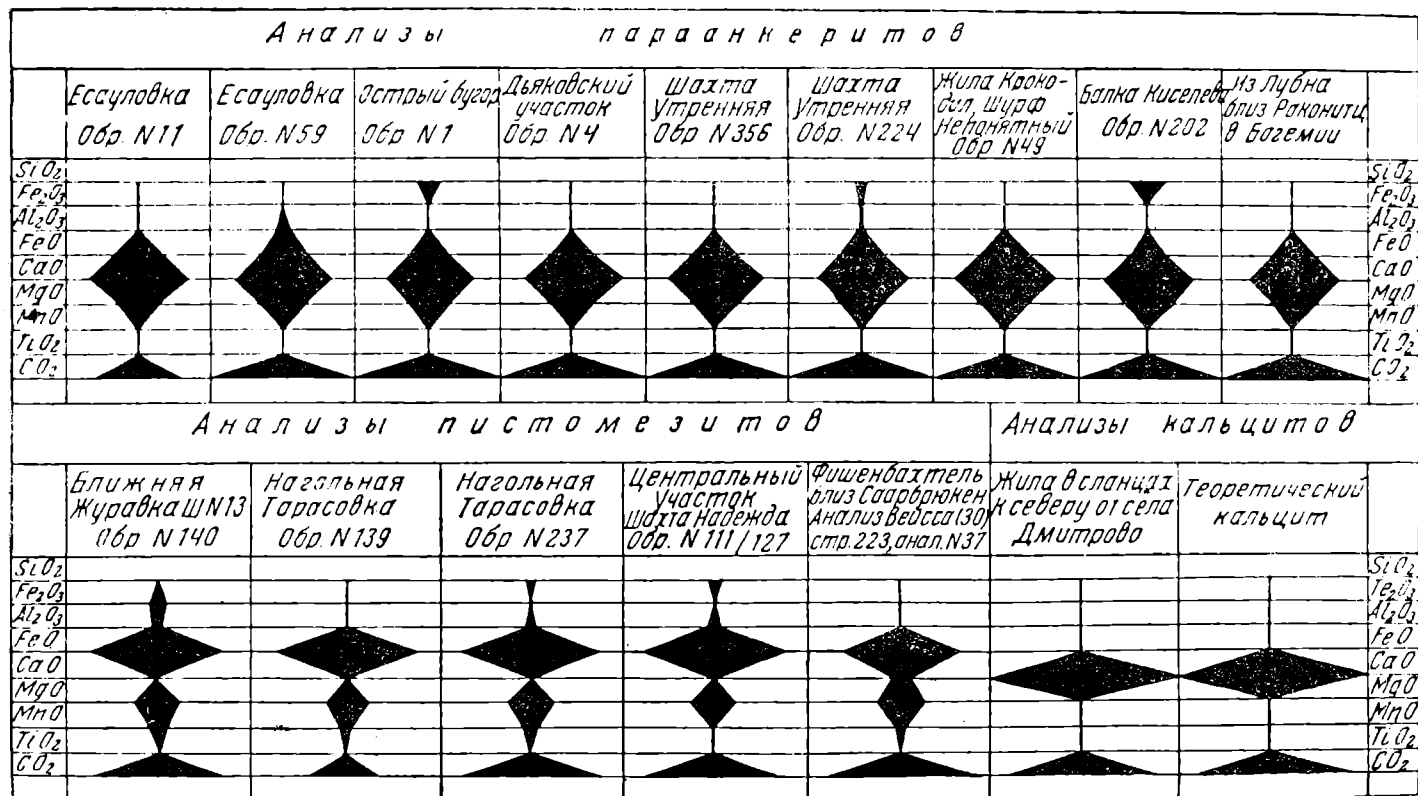
С целью наглядного сравнения состава карбонатов из различных рудных жил месторождений Нагольного кряжа нами составлена диаграмма (фиг. 20).

Все описанные карбонаты, представляя гипогенные образования, являются типоморфными минералами для различных рудных жил Нагольного кряжа. Так, в месторождениях Ближней Журавки, Острого бугра, Бобриковском и др., где в минералогических ассоциациях рудных агрегатов наиболее часто принимают участие арсенопирит, пирит, самородное золото, наиболее широко проявляется желтый, обычно листоватый или крупнокристаллический карбонат—пистомезит; пара-анкерит присутствует редко и в небольшом количестве. В жилах Есауловского, Центрального и других участков, где в ассоциациях рудных агрегатов большую роль играют буланжерит, бурнонит, джемсонит, галенит, широким развитием пользуется пара-анкерит. В Нагольном кряже также имеются рудные участки (шахта Утренняя), где, наряду с преобладающим пара-анкеритом, наблюдается в сравнительно больших количествах пистомезит в виде желтых таблитчатых кристаллов.

Кальцит в месторождениях Нагольного кряжа наблюдается редко, обычно в виде белых таблитчатых кристалликов, выполняющих жеодообразные пустоты в рудных жилах.

Кварц

Кварц является самым распространенным минералом в месторождениях Нагольного кряжа. Здесь можно наблюдать два типа кварцевых жил: а) несущие оруденение и б) безрудные кварцевые жилы. Последние, по видимому, образовались значительно раньше первых.



Фиг. 20. Диаграмма сравнительного химического состава карбонатов Нагольного кряжа.

В рудных жилах кварц часто наблюдается в виде крупных (длиной до 4—5 см) хорошо образованных кристаллов. Особенно крупные кристаллы кварца наблюдались в кварцевых жилах участков Крокодил и Острый бугор. В последнем кварц часто наблюдается в виде удлиненных пластинчатых водяно-прозрачных кристаллов, образующих друзовидные сростки. На участке жилы Крокодил кварц наблюдается в виде хорошо образованных призматических кристаллов с прекрасно развитыми гранями (фиг. 21).

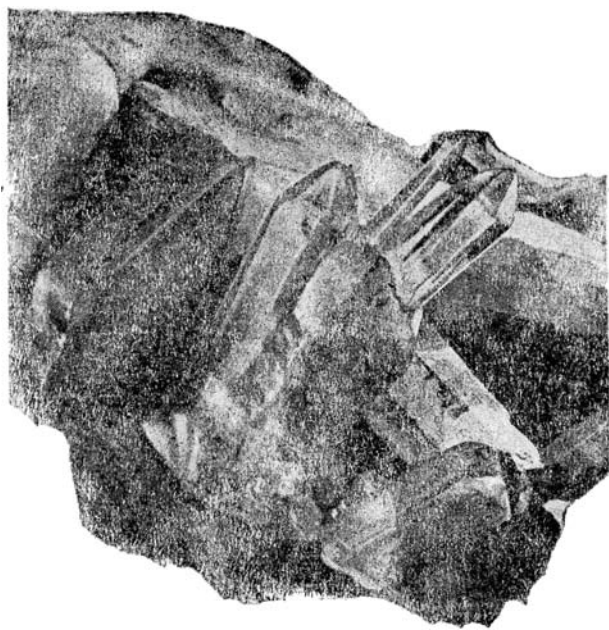


Фиг. 21. Кристаллы кварца. Есауловский участок, шурф Непонятный. Натуральная величина.

На гранях крупных кристаллов кварца наблюдаются различные структуры травления. Кварц этой генерации находится часто в сростании с карбонатом. На земной поверхности карбонат выщелачивается и остается кварц с очень причудливой структурой. Иногда на присутствие карбоната указывают пустоты в кварце, отвечающие по форме очертаниям скаленоэдрического карбоната. Повидимому, в этом случае карбонат образовался раньше кварца.

Значительно более распространенной является молочно-белая разновидность кварца. Под микроскопом это агрегат крупных аллотриоморфных зерен. Среди белого молочного кварца в жеодообразных пустотках иногда наблюдаются друзовидные, часто водяно-прозрачные кристаллы, растущие на белом молочном кварце (фиг. 22). Часть этих кварцевых жил является безрудным, другие содержат незначительное количество пирита и арсенипирита, реже галенита (Центральный участок,

Первомайская жила). Наибольшее количество арсенопирита и пирита содержат кварцевые жилы шурфа № 8 участка Ближней Журавки, при этом рудные минералы в кварце ориентированы в полосы. Молочно-белые кварцевые жилы являются также рудоносными. Белый молочный кварц является одним из главных рудообразующих минералов в жилах со свинцово-цинковым оруденением. Здесь он обычно представляет агрегат средне- и крупнозернистых аллотриоморфных зерен. При выполнении открытых трещин этот кварц наблюдается в виде крупных, обычно мало прозрачных сростков призматических кристаллов (Есауловский участок, шурф № 1); идиоморфные кристаллы кварца часто наблюдаются в массе таких рудных минералов, как сфалерит, халькопирит, галенит и

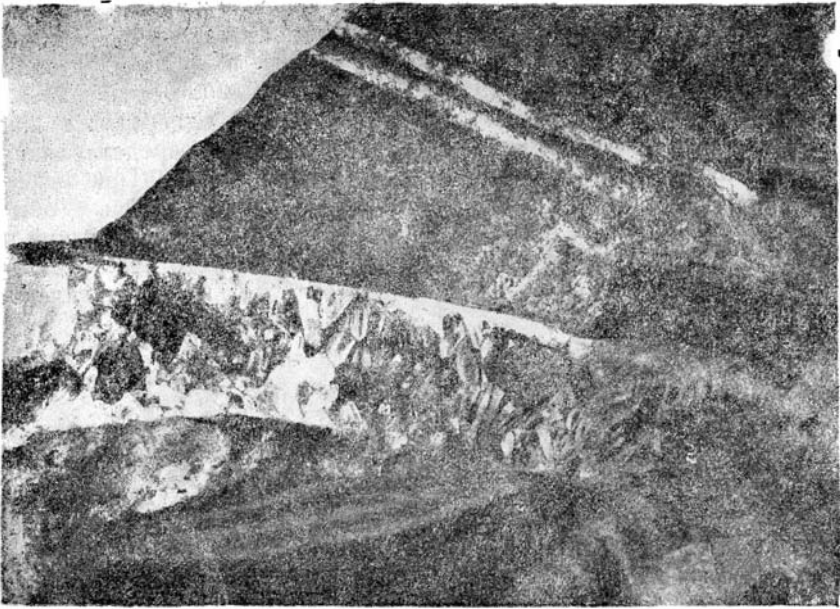


Фиг. 22. Кристаллы горяго хрустала. Есауловский участок, шурф Непонятный. Натуральная величина.

др., и корродируются последними. Молочно-белый кварц встречается также в виде прожилков, прорезающих массу сфалерита и других рудных минералов. В этих прожилках кварц часто ассоциирует с тетраэдритом, халькопиритом и другими рудными минералами. Описанные соотношения указывают на существование, по крайней мере, двух генераций молочно-белого кварца.

К числу молодых генераций кварца, повидимому, должны быть отнесены прожилки мелкозернистого кварца в ассоциации со светложелтым сфалеритом и карбонатом в массе сфалерита первой генерации (фиг. 23), затем мелкие водяно-прозрачные кристаллы кварца, широко проявляющиеся в рудах Центрального участка. Этим кварцем выполняются открытые трещины и цементируются обломки сланца и песчаники; с ним ассоциируют галенит, сфалерит, тетраэдрит (фиг. 24 и 25).

Наконец, к молодым образованиям должен быть отнесен кварц в виде тонких нитеобразных прожилков с карбонатом, арсенопиритом и пиритом, проникающих по границам зерен и трещинкам в сфалерите.



Фиг. 23. Прожилек крупнокристаллического кварца, галенита и сфалерита в сланце. Центральный участок, шахта Капитальная. Уменьшено в 2 раза.



Фиг. 24. Обломки песчаника (темносерые) сцементированные водянoproзрачными кристалликами кварца (четвертой генерации). Центральный участок, жила Надежда. Натуральная величина.

Каолинит

Наблюдается в виде тонкочешуйчатого агрегата, окаймляющего рудные прожилки в сланце и обломки породы, заключенные в сфалерите и других рудных минералах. Значительно реже наблюдаются скопления и прожилки белого слюдкоподобного минерала по трещинкам в сланце. Наибольшее количество этого минерала наблюдается в рудах Центрального участка, где его чешуйчатые образования совместно с белым листоватым карбонатом и водяно-прозрачным мелкокристаллическим кварцем цементируют обломки песчаника и сланца. Под микроскопом по оптическим свойствам этот белый слюдкоподобный минерал отвечает каолиниту: бесцветен, двупреломление низкое, удлинение отрицательное.



Фиг. 25. Жеодобразная пустота в породе, выполненная кристалликами кварца, галенита и сфалерита. Центральный участок, жила Надежда $\times 4$.

Химический анализ отобранного под бинокляром минерала (обр. № 118, Центральный участок) дал следующие результаты:

	%	Молекулярные количества
SiO ₂	45,95	0,7617
Fe ₂ O ₃	0,10	0,0006
Al ₂ O ₃	33,68	0,3782
TiO ₂	0,00	—
MnO	0,00	—
K ₂ O	Следы	—
Na ₂ O	0,07	0,0012
CaO	Следы	—
MgO	"	—
H ₂ O	1,47	—
П.п.л. + H ₂ O	14,18	0,7878
	100,41	

Пересчет данных химического анализа на молекулярные количества позволяет установить количественные отношения между главнейшими

компонентами, а именно: $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 : \text{H}_2\text{O} = 2 : 1 : 2$, что соответствует формуле $2 \text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, т. е. формуле каолинита.

Литийсодержащий каолинит
(зеленый слюдкоподобный минерал)

В месторождении Нагольной Тарасовки наблюдалась мелкочешуйчатая зеленая слюдка, окаймляющая рудные жилы и прожилки, а также образующая самостоятельные прожилки по трещинкам отдельности сланца (фиг. 26). Под микроскопом в проходящем свете она бесцветна,



Фиг. 26. Прожилки кварца и карбоната с сульфидами в глинистом сланце. Прожилки с оторочками зеленого каолинита. Участок шахты Утренней. Натуральная величина.

при скрещенных николях обладает низким двупреломлением. Спектральным анализом в слюдке установлены: Li, Ag, Ni, Cu, Pb, Ga, V, Mn, Al, Ca, Ti, Fe, Si. Интересным является содержание в ней Li, Ga.

Для установления химического состава этой слюдки был произведен

химический анализ (образец из шахты Утренней, давший следующие результаты:

	%	Молекулярные количества
SiO ₂	39,51	0,6580
TiO ₂	0,04	0,0050
Al ₂ O ₃	31,81	0,3117
Fe ₂ O ₃	1,69	0,0105
FeO	10,13	0,1409
MnO	0,02	0,0004
CaO	0,47	0,0086
MgO	3,54	0,0885
K ₂ O	Нет	—
Na ₂ O	—	—
Li ₂ O	1,08	0,0360
П.п.п. + H ₂ O	10,63	0,5905
	98,92	

Устанавливая количественные соотношения между главнейшими компонентами минерала, а именно: SiO₂ : Al₂O₃ : H₂O = 2 : 1 : 2, мы видим, что они отвечают составу каолинита. Повидимому, зеленая окраска минерала обусловлена присутствием в минерале лития и закисного железа.

ГИПЕРГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

Марказит

Марказит в рудах Нагольного кряжа наблюдается довольно часто. Обычно это тонкие нитеобразные прожилки, проникающие по двойниковым швам, границам зерен и трещинам спайности сфалерита и реже галенита. Прожилки марказита часто наблюдаются также в массе пирита и арсенопирита. Здесь он обладает колломорфной структурой или образует скопления средне- и крупнозернистых зерен в промежутках между зернами пирита и арсенопирита. Под микроскопом в отраженном свете марказит светложелтого цвета, по сравнению с пиритом несколько более голубовато-серо-белый; ясно анизотропен. Поверхность марказита шероховатая, как у пирита; иглой не чертится; из реактивов слабо травится только азотной кислотой.

Вуртцит

Вуртцит в рудах Нагольного кряжа встречается довольно редко. Наиболее часто он наблюдался в шлифах Есауловского участка, где он в виде прожилков проникает по трещинам спайности галенита и сфалерита и окаймляет выделения последнего. Обломки породы, заключенные в массу сфалерита, часто также окаймлены вуртцитом. Под микроскопом в отраженном свете вуртцит серого цвета, часто обладает колломорфным строением (фиг. 27). В косом свете он имеет радиально-лучистое строение, ясно анизотропен и с желто-бурыми внутренними рефлексами. HNO₃ почти не действует или действует очень слабо; остальные реактивы не действуют.

Значительно реже наблюдаются участки вуртцита, где в строении колломорфных его образований принимают участие халькопирит и бурнонит, что как будто говорит за гипогенное происхождение вуртцита.

Борнит

Борнит в рудах Нагольного кряжа встречается очень редко и в очень небольшом количестве. Чаще всего он наблюдается в виде тонких ните-

образных прожилков, каемочек и мелких зерен в халькопирите и реже в массе жильных минералов, являясь продуктом метасоматизма халькопирита. Почти всегда борнит находится в ассоциации с халькозином и ковеллином.

Халькозин и ковеллин

Эти два минерала всегда наблюдаются вместе и находятся в тесном сростании. Наблюдаются они в рудах часто, но в небольшом количестве. Обычно это тонкие прожилки и каемочки у рудных минералов. Особенно большое количество прожилков ковеллина и халькозина наблюдается в бурноните и тетраэдрите, где они образуют сетчатую и петельчатую структуру замещения. Тонкие эмульсионные включения ковеллина в халькозине придают последнему голубоватую окраску. В поляризован-



Фиг. 27. Коллоидная структура вуртцита (wz), окаймляющего выделения сфалерита (st). Есауловский участок, шлиф № 14. $\times 60$.

ном отраженном свете они легко различимы, благодаря значительно большей анизотропности ковеллина; халькозин же очень слабо анизотропен и часто совсем почти изотропен. По травлению они также резко различимы, так как ковеллин с реактивами не реагирует, а халькозин травится HNO_3 со вскипанием.

Малахит и азурит

Подобно халькозину и ковеллину, малахит и азурит всегда наблюдаются вместе и также находятся в тесном сростании. В бурноните они наблюдаются в виде прожилков, образуя петельчатые и нитеобразные структуры. Кроме малахита и азурита, в строении этих прожилков принимают участие также церуссит и лимонит. Нередко также отдельные включения, примазки и прожилки малахита и азурита наблюдаются в массе кварца и карбоната. Под микроскопом в отраженном свете малахит и азурит серого цвета; в поляризованном свете азурит имеет синий цвет, малахит — зеленый; анизотропность ясная, но наблюдать ее трудно из-за резко выраженных внутренних рефлексов. Часто малахит и азурит обладают коллоидной и радиально-лучистой структурой; легко чертятся и оба вскипают от HCl .

Церуссит

Церуссит, так же как и малахит и азурит, наблюдается в виде прожилков в массе бурнонита и галенита. Часто в последнем наблюдается большое количество прожилков церуссита, проникающих по трещинам спайности с образованием решетчатой структуры. В образцах, состоящих в основном из лимонита, церуссит наблюдается в виде белых и водяно-прозрачных мелких кристалликов с алмазным блеском. Под микроскопом в отраженном свете церуссит серого цвета с очень высокой поляризующей способностью (от серого до почти белого цвета); травится и вскипает от HCl ; легко чертится иглой. В проходящем свете бесцветен или окрашен окислами железа в буроватый цвет с высоким дву-преломлением и прямым угасанием. Определялся церуссит в шлифах по характеру своего высокого показателя преломления, а в отраженном свете — по отличной от всех карбонатов поляризующей способности. Значительно реже некоторые прожилки обладают колломорфным строением и почти изотропны.

Я. В. Самойловым в рудах Нагольного кряжа отмечается эмболит. Для последнего характерно колломорфное строение. Возникает вопрос, не являются ли прожилки и каемочки в галените эмболитом. Определить их не удалось, так как обнаружены они были только с иммерсионным объективом (фиг. 28).



Фиг. 28. Выделения эмболита (emb) в галените (ga). Колломорфная структура эмболита. Есауловский участок, шурф № 1. $\times 300$.

Куприт

Куприт в рудах Нагольного кряжа наблюдается всего в нескольких шлифах в виде тонких дендритообразных прожилков в бурноните и тетраэдрите, в ассоциации с халькозином и ковеллином. В отраженном свете куприт серого цвета с красными внутренними рефлексами; от HNO_3 вскипает; легко чертится.

Лимонит

Лимонит не пользуется большим распространением в рудах Нагольного кряжа. Относительно большие его количества наблюдаются в зоне окисления рудных жил, где он метасоматически замещает почти все жильные и рудные минералы с сохранением их внутренней структуры, в результате чего образуются ящечные, ячеистые, губчатые и другие текстуры; кроме того, лимонит часто образует псевдоморфозы по пириту и пистомезиту. Под микроскопом в отраженном свете лимонит представляет тонкую смесь нескольких его модификаций, различающихся по характеру внутренних рефлексов (коричневые, бурые и красно-бурые), по силе поляризации (слабо анизотропные, средне анизотропные и очень

сильно анизотропные), а также по внутренней структуре (одни состоят из агрегата аллотриоморфных зерен, другие — радиально-лучистые и третьи — с колломорфным строением).

В ассоциации с лимонитом почти всегда наблюдаются различные железные, свинцовые и сурьмяные охры, выполняющие ячеистые пустоты в лимоните. В охрах наблюдаются отдельные кристаллики англесита, церуссита и кварца. Нередко также наблюдаются примазки малахита.

Остальные вторичные минералы, как то смитсонит, англесит, хризокolla, самородная медь, автором в рудах наблюдались в виде единичных зерен и натеков.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МИНЕРАЛОВ В РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ НАГОЛЬНОГО КРЯЖА

При установлении последовательности кристаллизации автор пользовался совокупностью следующих критериев: идиоморфизмом форм минералов, явлениями коррозии минералов, прожилками одного минерала в другом и пересечением прожилков, цементацией одного минерала другим, отложением одного минерала после деформации другого.

Совокупность этих критериев позволяет установить порядок кристаллизации минералов в различных рудных участках Нагольного кряжа (фиг. 29). При изучении последовательности кристаллизации минералов было установлено, что некоторые минералы наблюдаются в нескольких генерациях.

Под рудной геофазой минерализации автор понимает отрезок процесса рудоотложения, соответствующий определенному промежутку времени, в течение которого из раствора, находящегося в близких физико-химических условиях, кристаллизуется данная минералогическая ассоциация. Геофазы рудоотложения разделены явлениями тектогенеза. Последний, как правило, характеризуется образованием трещин, сопровождающихся часто брекчированием и раздроблением.

На основании минералогического изучения руд Нагольного кряжа автором установлено шесть гипогенных геофаз рудоотложения. Каждая из них характеризуется определенной ассоциацией минералов. Необходимо отметить, что одни и те же минералы встречаются в различных фазах, будучи представлены соответственными их генерациями, которые в полированных шлифах часто хорошо различаются по характеру своей внутренней структуры.

Наиболее ранние отложения рудообразовательного процесса бедны сульфидами и представлены, особенно в тех случаях, когда в месторождениях эта геофаза преобладает, кварцево-карбонатными жилами и прожилками, содержащими иногда небольшое количество пирита, арсенопирита и самородного золота (Острый бугор, Бобриковский участок, Ближняя Журавка). В других месторождениях (шахта Утренняя, Есауловка и др.) эта фаза пользуется небольшим распространением.

В пределах рассматриваемой геофазы из рудных минералов прежде всего кристаллизовался арсенопирит, кристаллы которого идиоморфны по отношению к пириту, кварцу и карбонату и корродируются последними. Вторым кристаллизовался пирит, затем самородное золото, присутствующее в рудах также в виде механической примеси в пирите и арсенопирите. Пистомезит и литийсодержащий каолинит обычно отлагались одновременно с кварцем или несколько позднее него.

После некоторого перерыва, во время которого имело место брекчирование, началось отложение больших количеств сфалерита и галенита первых генераций, пара-анкерита и кварца, составляющих вторую геофазу рудообразовательного процесса. Эта фаза обычно проявляется в виде мощных прожилков и жил. Сфалерит отличается крупнозернистым

строением; зерна его представляют полисинтетические двойниковые сростки. Сфалерит коричневого цвета с содержанием химически связан-

Названия минералов	Условия минерализации									
	Высокая температура		Среднетемпературные			Низкотемпературные			Гипергенные	
	1	2	3	4	5	6	7	8		
Арсенопирит I генерации Пирит I генерации Кварц (длинностолбчатый и пластинчатый) Каолинит (с содержанием U) Золото самородное Пистомезит I генерации	—									
Пирит II генерации Сфалерит I генерации (крупнозерный) Халькопирит I генерации Галенит I генерации Тетраэдрит I генерации Кварц II генерации Параанкерит (серый и белый)										
Арсенопирит II генерации Пирит III генерации Галенит II генерации Халькопирит II генерации Сфалерит II генерации (средне-зеленый и бурно-красный) Кварц III генерации (каротак-столбчатый) Карбонат (неизвестного состава)										
Кварц (шестоватый) Пистомезит II генерации Тетраэдрит (с содержанием Hg) Бурнит Галенит III генерации Джемсонит										
Кварц (длинностолбчатый) Буланжерит Параанкерит (белый) Стибнит Каолинит										
Пирит (V генерации) Сфалерит (медово-желтый) Кальцит										
Марказит Вурцит Барнит Арвентит Халькозин Коваллин										
Малахит Азурит Эмбалит (?) Цоруссит Смитсонит Лимонит										

Фиг. 29. Схема последовательности кристаллизации рудообразующих минералов в месторождениях Нагольного кряжа (Донбасс).

ного железа около 3%. Галенит также характеризуется крупнозернистым строением; пластинки его часто изогнуты и разлистованы.

Иногда в этой ассоциации участвуют тетраэдрит и халькопирит, который в рудах участка шахты Утренней преобладает количественно над

сфалеритом и галенитом. Здесь халькопирит начал кристаллизоваться раньше сфалерита. Повидимому, к этой же фазе должны быть отнесены пирит, герсдорфит и миллерит.

Очень возможно, что пирит второй геофазы является продуктом перекристаллизации пирита более ранней генерации под действием рудоносных растворов. Наиболее сильно проявилась эта геофаза в рудных месторождениях Есауловского и Центрального участков, а также в рудах шахты Утренней.

Третья геофаза, следовавшая после нового раздробления, характеризуется образованием арсенипирита второй генерации, пирита третьей генерации и кварца. Эта геофаза проявляется в виде тонких прожилков; в некоторых месторождениях (шахта Утренняя, балка Ближняя Журавка) она трудно отделима от предшествующей геофазы, а иногда образования, отвечающие ей, отсутствуют. В месторождениях Центрального и Есауловского участков третьей геофазе, повидимому, отвечает ассоциация кварца в виде призматических водяно-прозрачных кристаллов с хорошо образованными кристаллами зеленовато-бурого сфалерита, галенитом, халькопиритом и пластинчатым пара-анкеритом. Все эти минералы кристаллизовались последовательно на гранях кристаллов минералов, отложившихся ранее.

Четвертая геофаза рудообразовательного процесса характеризуется привнесом свинца и меди с образованием галенита, бурнонита, небольших количеств тетраэдрита, пара-анкерита и кварца. Наблюдается эта геофаза в виде прожилков, прорезающих более ранние рудные образования. В течение нее галенит и бурнонит отлагались одновременно и, очень возможно, представляют продукт распада твердого раствора; в шлифах они наблюдаются в виде графических прорастаний. Иногда наблюдаются участки, где бурнонит идиоморфен по отношению к галениту и отлагается на сфалерите, дополняя грани последнего.

Этой же геофазе в Есауловском участке отвечают минеральные образования, существенно состоящие из бурнонита и кварца.

Пятая геофаза характеризуется также привнесом свинца и сурьмы и образованием джемсонита, буланжерита, пара-анкерита и кварца. Минералы этой геофазы, с одной стороны, образуют прожилки, секущие все ранее образовавшиеся минералы, с другой — наблюдаются в виде друз игольчатых кристаллов на кварце, карбонате и сфалерите. Джемсонит образовался раньше буланжерита и наблюдается в массе последнего в виде идиоморфных, образующих потокообразные скопления кристаллов. В эту же геофазу образовался стибнит, который наблюдался в виде тонкого прожилка, прорезающего массу галенита. Однако непосредственная связь стибнита с буланжеритом не установлена, и мы можем только предполагать, что стибнит образовался в последнюю стадию данной геофазы кристаллизации минералов, когда в растворе нехватало свинца, и сурьма выделилась в виде чистого сульфида.

Наконец, а последней — шестой — гипогенной геофазе должна быть отнесена ассоциация медово-желтого сфалерита, мелких кубических кристалликов пирита и таблитчатых кристаллов кальцита. Все эти минералы выполняют жеодообразные пустотки и наблюдаются в виде тонких нитеобразных прожилков. Этим заканчивается процесс рудоотложения.

Последующие процессы минералообразования характеризуются вторичным изменением руды. Представлена измененная руда следующими минералами: марказитом, вуртцитом, борнитом, аргентитом, халькозином, купеллином, малахитом, азуритом, церусситом, смитсонитом, англезитом, купритом и лимонитом. Я. В. Самойловым [19] указываются также эмболит, самородная медь и серебро. Непосредственно на поверхностных выходах руды образуются различные охры железа, сурьмы и свинца, а также губчатые скопления серы.

ПРОЦЕССЫ ОКИСЛЕНИЯ В РУДАХ НАГОЛЬНОГО КРЯЖА

Процессы окисления распространяются, как правило, на глубину не более 15—16 м и редко достигают 20—25 м. Месторождения Нагольного кряжа не образуют типичных железных шляп. Это находится в прямой зависимости от характера месторождений, где оруденение выражено в виде прожилков небольшой мощности, местами образующих сплетения типа штокверка. Зоны окисления обычно представлены лимонитом, который образуется не только за счет рудных минералов, как пирит, халькопирит, сфалерит, блеклые руды, но также за счет карбоната (сидероплезит), образуя часто по последнему псевдоморфозы. При окислении галенита, сфалерита и бурнонита, происходящем в карбонатной среде, образуются церуссит, смитсонит, азурит и малахит. Все эти минералы наблюдаются в рудах в виде прожилков и налетов, образующихся по трещинам отдельности, двойниковым швам и границам зерен рудных минералов. Для некоторых месторождений отмечается образование в железной шляпе хлористых соединений серебра, как то кераргирита и эмболита [19], и, возможно, образование хлористых соединений свинца. Образование хлористых соединений тяжелых металлов может быть объяснено содержанием хлора в грунтовых водах. При окислении сфалерита, кроме лимонита, как уже отмечалось выше, образуются смитсонит и вурцит, который был обнаружен в шлифах в виде каемок с колломорфным строением на некоторых зернах сфалерита. При окислении буланжерита, джемсонита и галенита, кроме церуссита, малахита и азурита, очень часто образуются желтые сурьмяные и свинцовые охры, заполняющие ноздреватые пустоты выщелачивания в рудах. Иногда местами наблюдаются также небольшие скопления серы в виде серо-зеленых губчатых масс. Окисленные соединения меди, благодаря относительно легкой растворимости, уносятся за пределы рудных прожилков; гипергенные минералы меди образуют примазки и прожилки в боковых породах месторождения.

Устойчивость минералов в отношении окисления очень неодинакова. Отмечается очень малая устойчивость бурнонита. О присутствии бурнонита в руде можно часто судить и по характеру окисленной руды, которая обычно характеризуется переплетающейся сетью прожилков (сетчатая и петельная структура в шлифах), состоящих из карбонатов меди и свинца, лимонита и различных охр.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные в результате химико-минералогического изучения месторождений Нагольного кряжа данные позволяют в некоторой степени осветить вопросы их генезиса.

Месторождения Нагольного кряжа залегают в осадочных породах ниже- и среднекаменноугольного возраста. Распространение оруденения в значительной степени контролируется геологическими структурными элементами района. Большую роль в локализации оруденения играют продольные разломы. Они разрывают сводовые части складок (Есауловский участок) или крылья складок. Нарушения вызывают образование многочисленных внутрипластовых подвижек, что приводит к образованию зон трещиноватости и раздробления в породах. Эти зоны часто бывают минерализованы, причем широко проявляются брекчиевые и кольчатые текстуры (шахта Утренняя и балка Ближняя Журавка). В пределах Нагольного кряжа распространены также поперечные разломы (Центральный, Бобриковский и другие участки). Оруденение, приуроченное к таким разломам, представлено часто выклинивающимися по простиранию и падению жилами. Другим фактором локализации оруденения, имею-

щим неизмеримо меньшее значение для изученных месторождений, является избирательный метасоматизм отдельных прослоев пород и, в частности, известняков. Явления метасоматизма известняков рудными минералами наблюдались на Есауловском участке, на участке шахты Крокодил и в отдельных жилах балки Киселевой. Морфология рудных тел в значительной степени определяется характером трещин, к которым приурочено оруденение. Подавляющее большинство рудных тел имеют форму жил, реже встречаются зоны сульфидной вкрапленности и тонких сульфидных прожилков; еще реже у рудных тел наблюдаются неправильные формы; особенно характерны они для метасоматических образований.

Подвижки сопровождали процесс оруденения, на что указывает широкое проявление рудных брекчий. Несомненно, подвижки имели место также и после окончания процесса оруденения. Доказательством этого являются нарушение и смещение отдельных частей рудных жил друг относительно друга. Что касается возраста оруденения, то, поскольку рудные жилы выполняют трещины в породах нижнего и среднего карбона, естественно, они являются не древнее среднего карбона. Верхняя возрастная граница для изученных рудных образований, к сожалению, не может быть точно установлена вследствие отсутствия в районе этих месторождений отложений более молодых, чем каменноугольные. Для описанных рудных месторождений, базируясь на данных изучения Донецкого бассейна (П. И. Степанов, А. П. Ротай, Б. К. Лихарев, А. Л. Малавкин, В. И. Лучицкий, Е. Е. Захаров, И. И. Танатар, Е. К. Лазаренко), можно предполагать большую отдаленность их от магматического очага. Интрузивные породы, с массивами которых, повидимому, генетически связаны месторождения Нагольного кряжа, в районе не обнаружены. Однако по южной окраине Донецкого бассейна, к югу от Нагольного кряжа, констатирован ряд выходов магматических жильных горных пород. Ближайшими выходами к месторождениям являются выходы изверженных пород в районе Новопавловки, затем по рч. Тузлов, в 16 км к югу от Бобриковского участка. Кроме того, И. Морозевич [14] отмечает выходы диоритовых порфиритов в бассейне рек Большой и Малый Несветай и Актюс. Наконец, по р. Крынке известны выходы мончикитов и камтонитов. Геофизическими работами глубина залегания кристаллических горных пород в основе палеозойских осадочных толщ определяется в 1500—2000 м. Что же касается возраста отмеченных выше магматических горных пород, то большинство исследователей (В. И. Лучицкий, П. И. Лебедев, И. Морозевич и др.) связывает их во времени с интрузиями кислых и щелочных горных пород верхнепалеозойского возраста восточной части Приазовской кристаллической полосы. Если генетически связывать с ними изученные нами месторождения, то возраст последних будет также верхнепалеозойский.

Околожилные изменения рудовмещающих горных пород в месторождениях Нагольного кряжа выражены чрезвычайно слабо. Обычно околожилные изменения сланцев проявляются в незначительном осветлении последних, вызванном карбонатизацией и окварцеванием. Значительно реже, по контакту с вмещающими породами, у рудных жил наблюдаются оторочки листоватого каолинита (Центральный, Есауловский участки); еще реже — оторочки из литийсодержащего каолинита (шахта Утренняя, балка Ближняя Журавка). Нередко там же такие оторочки наблюдаются у безрудных кварцево-карбонатных прожилков, пересекающих глинистые сланцы. Слабо выраженное околожилное изменение рудовмещающих пород может служить указанием на малую активность металлоносных растворов, которая характерна для низкотемпературных рудных агрегатов, образующихся на малых глубинах. С этим положением вполне согласуется минералогический состав месторождений Нагольного кряжа.

Главнейшими рудообразующими минералами, имеющими широкое распространение, встречающимися в рудах всех участков, являются сфалерит, галенит, пирит, сурьмяные сульфосоли свинца и меди, кварц и карбонаты. Пара-анкерит, пистомезит, кальцит, тетраэдрит, бурнонит, джемсонит, буланжерит и стибнит и различные морфологические разновидности кварца могут служить типоморфными минералами и быть использованными в качестве геологических термометров.

Характерными для различных типов месторождений Нагольного кряжа являются также ассоциации минералов (парагенезы). Особенный интерес в генетическом отношении представляют карбонаты, с помощью которых можно градуировать процесс минерализации, если рассматривать парагенезис карбонатов с такими минералами, как сурьмяные сульфосоли меди и свинца. Так, в месторождениях Есауловского участка, где наибольшего распространения достигают буланжерит, джемсонит и бурнонит, обычно широко проявляются пара-анкерит и кальцит. Для этой минеральной ассоциации характерно почти полное отсутствие кварца. Главными рудообразующими минералами здесь являются светлокоричневый крупнокристаллический сфалерит и крупнокристаллический галенит, кристаллы которого сильно деформированы. В месторождениях Центрального участка широко развит бурнонит; отсутствуют джемсонит и буланжерит; появляется тетраэдрит. Здесь, наряду с пара-анкеритом и кальцитом, наблюдаются значительные количества кварца, присутствующего обычно в виде коротко-столбчатых гексагональных кристаллов. В этой ассоциации цинк представлен зеленовато-бурым сфалеритом, а свинец — крупнокристаллическим галенитом. Оба эти минерала являются главными рудообразующими минералами месторождений Центрального участка.

В месторождениях шахты Утренней и балки Ближней Журавки, где относительно слабо развиты карбонаты, представленные главным образом пистомезитом, преобладающим жильным минералом является белый молочный кварц. Из сульфосолей присутствует лишь тетраэдрит. В этой минеральной ассоциации сфалерит присутствует в виде темнокоричневых крупнокристаллических выделений, часто представляющих сложные полисинтетические двойники. Галенит наблюдается в виде мелко- и крупнокристаллических агрегатов. Местами отмечается относительно большое количество арсенопирита (Ближняя Журавка, шурф № 8).

Для руд участков Острого бугра и Бобриковского характерна ассоциация кварца, арсенопирита и пирита с почти полным отсутствием карбонатов. Кварц здесь наблюдается в виде кристаллов пластинчатого габитуса. Для этой минеральной ассоциации характерно присутствие самородного золота. Участвующий в этой ассоциации крупнокристаллический сфалерит имеет темнокоричневую окраску. Галенит часто присутствует в больших количествах в виде мелко- и среднекристаллического агрегата.

Ассоциация ульманита, герсдорфита и миллерита наблюдается в рудах, где широким распространением пользуется халькопирит (шахта Утренняя, шурфы № 4—5 Есауловского участка).

Приведенные минералогические ассоциации отвечают по времени отдельным геофазам рудообразовательного процесса (см. выше). Но количественно развиты эти ассоциации в отдельных месторождениях, а иногда даже в отдельных жилах не одинаково. Этим в значительной степени определяются различия в минералогическом составе отдельных рудных участков. Существенное значение для того или иного состава минералогической ассоциации имел характер вмещающих горных пород. Последними в одних случаях, как известно, являлись глинистые сланцы (часто пиритизированные), в других — песчаники и, наконец, известняки. Струк-

турные особенности рудовмещающих пород, а также характер продуктов разрушения и перетирания в трещинах, образующихся в глинистых сланцах и песчаниках, в значительной степени определяют возможность как проникновения через эти породы металлоносных гидротермальных растворов, так и отложения в них рудных агрегатов. Что же касается известняков, то здесь, наряду с указанными особенностями, имели место явления метасоматизма. Если рассматривать рудоносные растворы с точки зрения подвижности содержащихся в них элементов, то, как отмечает Д. С. Коржинский [8], уменьшение величины пор и степени их выполнения отражается на подвижности у легко подвижных элементов. В силу циркуляции природных рудоносных растворов через узкие трещины движение частиц раствора испытывает постоянные задержки, не одинаковые для различных веществ. Следовательно, раствор, отлагающий рудные минералы в трещинах, должен совершенно иначе проявлять себя в пропитываемых им породах, так как его концентрация качественно изменяется с увеличением или уменьшением пористости пород. Так как в одних участках Нагольного кряжа рудовмещающими породами являются песчаники (Острый бугор), в других — глинистые сланцы (Есауловский участок, шахта Утренняя и др.) и, наконец, известняки (Есауловка, шахта Крокодил), то возможно, что этим обусловлен различный минералогический состав рудных жил. В частности, наши наблюдения выявляют исключительную приуроченность к прослоям известняков сфалерита, галенита и пирита.

Как уже указывалось выше, структурные особенности рудовмещающих горных пород и характер образовавшихся в них трещин в значительной степени определяют также морфологию отдельных рудных тел.

Совокупность всех этих факторов может быть положена в основу классификации рудных месторождений Нагольного кряжа. Этими же факторами обуславливаются закономерности в пространственном распределении последних (см. фиг. 1).

Так, среди описанных рудных месторождений может быть выделен тип Есауловского рудного участка, где оруденение в виде мало мощных жил и прожилков приурочено к системам трещин в сводовой части антиклинальной складки. В минералогическом отношении оруденение представлено главным образом ассоциацией, существенно состоящей из сфалерита и галенита и отвечающей второй, четвертой и пятой геофазам рудообразовательного процесса (см. фиг. 29). Типоморфными минералами для этого типа месторождений являются джемсонит, буланжерит, бурнонит, стибнит, пара-анкерит и кальцит.

Ближайшими к данному типу, по геологическим условиям залегания и по минералогическому составу, особенно в части развития пятой геофазы рудообразовательного процесса, являются рудные жилы Семенова бугра и балки **Водяной**.

Вторым типом рудных месторождений является оруденение Центрального участка. Морфологически оно выражено жилами, приуроченными к поперечным разломам разрывающим брахиантиклинальную складку. Руда характеризуется сильным развитием брекчиевых и друзовых текстур. Минералогическая ассоциация отвечает третьей геофазе, в меньшей степени второй и четвертой.

Третьим типом месторождений являются руды района сел. Нагольной Тарасовки, где морфологически оруденение представлено жилами, главным образом приуроченными к тектоническим трещинам, по которым происходили внутрислоевые подвижки. Минералогически оруденение выражено в основном ассоциациями, отвечающими второй и первой геофазам рудообразовательного процесса. Для рудного участка шахты Утренней минералогическая ассоциация, отвечающая второй геофазе, отличается от других месторождений широким развитием халько-

пирита, а также сульфоарсенидов и сульфоантимонидов никеля. В отдельных жилах рудного участка балки Ближней Журавки резко преобладает минералогическая ассоциация кварца с арсенопиритом и пиритом, отвечающая первой фазе минерализации. К этому же типу, повидимому, должны быть отнесены месторождения Ульяновского участка и балки Дальней Журавки.

Четвертым типом рудных месторождений являются месторождения Бобриковского и Дьяковского участков, Острого бугра и балки Шевцовой. Все эти месторождения являются сходными между собой по геологическим условиям залегания и в этом отношении тождественными с месторождениями Центрального участка. Все они представляют жилы, приуроченные главным образом к поперечным, реже продольным разломам, разрывающим брахиантеклинальные складки, сложенные песчаниками и сланцами. По минералогическому составу они характеризуются сильным проявлением минералогической ассоциации, отвечающей первой фазе рудообразовательного процесса. В значительно меньшей степени в этих месторождениях проявились более поздние геофазы минерализации, причем процесс оруденения на Остром бугре и Бобриковском участке закончился второй геофазой, а на Дьяковском участке и балке Шевцовой — четвертой и третьей геофазами.

В пространственном распределении описанных выше четырех типов рудных месторождений Нагольного кряжа намечается некоторая закономерность (см. фиг. 1).

Месторождения первого типа приурочены главным образом к отложениям низов среднего карбона или границе их с подстилающими отложениями нижнего карбона. Руды этих месторождений сложены минералами, отвечающими второй геофазе минералообразования, на которую наложился минералогические ассоциации четвертой и особенно пятой геофаз рудообразовательного процесса.

Месторождения второго типа (Центрального участка) залегают в наиболее древних для района отложениях нижнего карбона и представлены ассоциацией, отвечающей третьей и в меньшей степени второй и четвертой геофазам минералообразования.

Месторождения третьего типа залегают в отложениях среднего карбона. Руды сложены главным образом минеральными ассоциациями, отвечающими второй геофазе минерализации; местами сравнительно сильно развита минеральная ассоциация первой геофазы.

Месторождения четвертого типа, руды которых образованы главным образом в наиболее высокотемпературную геофазу минерализации (кварцевые жилы с золотом, арсенопиритом и пиритом), так же как и месторождения второго типа, залегают в наиболее древних отложениях нижнего карбона.

Причиной указанных различий в минералогическом составе явились, возможно, крупные поперечные разломы, которыми данный участок перемещен относительно соседних участков.

Таким образом, намечается не очень четко выдерживающееся зональное расположение месторождений. Однако, если несколько расширить границы рассматриваемого района на запад, мы увидим факты, подтверждающие наличие указанной зональности. Так, в находящемся много западнее Никитовском ртутно-сурьмяном месторождении, залегающем в трещинах, разрывающих песчаники среднего карбона, оруденение представлено киноварью, стибнитом, каолинитом, пистомезитом и кварцем. Такой характер оруденения Никитовского месторождения позволяет поместить его в схеме зональности несколько выше месторождений есауловского типа.

Участие стибнита в последних фазах Есауловского месторождения, а также находки ртути в тетраэдрите — в рудах Нагольного кряжа, и, на

конец, открытие кварцево-пара-анкеритовых прожилков с пиритом в нижних горизонтах Никитовского месторождения подтверждают тесную генетическую связь этих месторождений.

Все вышеизложенное позволяет отнести месторождения Нагольного кряжа к криптобатолитовому типу гидротермальных месторождений, по классификации Эммонса.

В пределах этого типа, как уже указывалось выше, может быть выделен целый ряд генетических подтипов со своеобразным пространственным распространением, позволяющим говорить о наличии зональности в месторождениях, начиная от сурьмяно-ртутного оруденения Никитовки, через полиметаллическое оруденение Есауловского, Центрального участков, медно-цинковое оруденение шахты Утренней, до золото-мышьякового оруденения участков балки Ближней Журавки, Бобриковского и Острого бугра.

Таким образом, в грубой схеме, двигаясь с запада на восток, по оси Главного антиклинала Донецкого бассейна, мы постепенно переходим от относительно низкотемпературных месторождений, образовавшихся на малых глубинах, к месторождениям относительно более высокотемпературным, образовавшимся на больших глубинах. Это увязывается с геологическим строением района. При движении с северо-запада на юго-восток по оси антиклинала происходит последовательная смена молодых отложений девона более древними отложениями карбона.

Близкой по генетическому типу к изученным нами месторождениям Нагольного кряжа является группа Ляканских полиметаллических месторождений в Средней Азии, описанная Е. А. Радкевич [17]. Эти месторождения представлены маломощными кварцево-карбонатными жилами с галенитом и сфалеритом, с большим развитием сурьмяных сульфосолей свинца и меди в виде бурнонита, буланжерита и джемсонита. Намечается геохимическая и минералогическая связь этих месторождений также с ртутно-сурьмяным месторождением Хайдаркана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белик П. Г. Полиметаллы родовища Есауловки в Нагольном кряже. Уч. зап. Х.Д.У., № 2—3, 1935.
2. Белик П. Г. Полиметаллические месторождения Есауловки в Нагольном кряже. Научная конференция молодых ученых Харьковского государственного университета им. А. М. Горького, посвященная XX-летию ВЛКСМ. 30—31 октября 1938 г.
3. Белик П. Г. К минералогии Есауловского полиметаллического месторождения в Нагольном кряже. Зап. Мян. общ., ч. 67, вып. 1, 1938.
4. Вифанский К. Н. Геолого-экономический очерк жильных месторождений Нагольного кряжа в Донбассе. Главнейшие медные, свинцовые и цинковые месторождения СССР. Изв. ГГРУ, 1931.
5. Захаров Е. Е. и Королев Н. И. Структура рудного поля, минералогический состав и генезис Никитовского ртутного месторождения в Донецком бассейне. Изд. Акад. наук. Инст. Геол. наук 1940 г.
6. Иванов Л. Л. Два новых для рудных месторождений Нагольного кряжа минерала — плюмбостибит и джемсонит. Сб. посв. акад. В. И. Вернадскому. Изд. Акад. наук. 1937.
7. Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогических фаций глубинности. Тр. Инст. геол. наук. Акад. наук, вып. 12, 1940.
8. Коржинский Д. С. Понятие о геохимической подвижности элементов. Зап. Мян. общ., ч. 71, вып. 3—4, сер. 2, 1942.
9. Крейтер В. М. и Яговкин И. С. К вопросу об оценке полиметаллических месторождений Нагольного кряжа. Горный журнал № 10, 1931.
10. Кулибин П. В. Нагольный кряж. ОНТИ НКТП, 1936.
11. Лазаренко Е. К. Нагольно-Тарасівське поліметалічне родовище. Уч. зап. Х. Д. У., № 4, 1936.
12. Лазаренко Е. К. К металлогенической характеристике Донецкого бассейна. Тр. Воронеж. гос. универ., Геол.-почв. отд., т. XI, вып. II, 1939.
13. Лучицкий В. И. и Лебедев П. И. Петрография Украины. Изв. Акад. наук СССР, Петрограф. инст., 1934.

14. Морозевич И. О некоторых жильных породах Таганрогского округа. Тр. Геол. ком., Новая серия, вып. 8, 1903.
15. Никулин С. Н. О рудных месторождениях Нагольного кряжа в Донецком бассейне. Уголь и железо № 11—12, 1926.
16. Платонов Н. Х. О возможности восстановления рудного дела в Нагольном кряже. Минеральное сырье № 1, 1928.
17. Радкевич Е. А. Ляканское полиметаллическое месторождение в южной Фергане и его генезис. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук, Серия рудных месторождений, № 1, 1938.
18. Самойлов Я. В. Предварительный отчет по экскурсии в Нагольном кряже. Материалы для геологии России, т. XXII, 1905.
19. Самойлов Я. В. Минералогия жильных месторождений Нагольного кряжа. Материалы для геологии России, т. XXII, 1905.
20. Свистальский Н. И., Глазкин П. А., Кучма Ю. П., Личак И. Л. и Юрк Ю. Ю. Предварительный отчет о работах экспедиции в Нагольном кряже. Изд. Укр. Акад. наук, Киев, 1935.
21. Степанов П. И., Ротай А. П., Лихарев Б. К. и Малявкин А. А. Геологическое описание Донецкого каменноугольного бассейна. Южная экскурсия XVII Междунар. геол. конгр., 1937.
22. Степанов П. И. и Славянов Н. Н. О новых выходах изверженных пород. Изв. Геол. ком., т. XXXIII, 1937.
23. Танатар И. И. Геохимическая характеристика полиметаллических месторождений Нагольного кряжа. Проблемы советской геологии № 4, 1934.
24. Чернышев Ф. О рудных месторождениях в Нагольном кряже. Зап. СПб Мин. общ., ч. XXIX, 1892.
25. Щербачев Д. И. Задачи изучения полиметаллического оруденения в Донбассе. Цветные металлы № 4, 1938.
26. Юрк Ю. Ю. Золоторудные родовище «Гастрий бугор» в Донбассе. Выдавецтво Акад. наук УССР, Киев, 1939.
27. Юшко С. А. Применение метода отпечатков в минералграфии. Изв. Инст. геол. наук Акад. наук. № 3, 1939.
28. Юшко С. А. Явления двойникования в рудах как результат динамометаморфизма. Изв. Инст. геол. наук Акад. наук, 1941.
29. Doelter C. Handbuch d. Mineralchemie. B. I, 1912, S. 220—223, 371—373.
30. Kordes E. Die Beziehungen zwischen den Dissoziationsdampfdrucken von Sulfiden und ihrer Ausscheidungsfolge auf magmatogenen Erzlagerstätten. Miner. Petr. Mitt., B. XLVI, 1935, S. 256—285.
31. Winchell N. H. and Winchell A. N. Elements of Optical Mineralogy. N. Y., part II, 1927, p. 78.

В. И. СМЕРНОВ

ЛИМОНИТЫ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Как известно, промышленная оценка сульфидных месторождений по их выходам, обычно радикально измененным, является ответственной и сложной операцией. Среди ряда элементов, входящих в арсенал оценщика железных шляп, важным орудием являются специфические лимониты, образующиеся по определенным сульфидам.

Типы лимонитов, отвечающих определенным сульфидам, по данным Р. Бланчарда и П. Босвелла, за последние годы широко освещаются в учебниках и в специальных работах нашей страны. Полевыми наблюдениями на месторождениях нашего Союза данные зарубежных геологов расширены и уточнены в части продуктов выщелачивания медно-порфириновых месторождений М. Ф. Зениным, изучавшим продукты окисления месторождения Алмалык.

В настоящей статье после разбора общих положений, которые необходимо учитывать при диагностике выходов, описываются типы лимонитов, образующихся по галениту, сфалериту и пирротину. Для характеристики первых двух минералов сведены материалы Р. Бланчарда и П. Босвелла, пополненные и исправленные по наблюдениям, проведенным автором на главных полиметаллических месторождениях Таласского Алтау. Типы лимонитов, формирующиеся по пирротину, описываются впервые по материалам автора, собранным в том же районе.

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Оценочные элементы. При определении первичного сульфидного состава по материалу, слагающему рудное тело на выходе в зоне окисления, пользуются четырьмя элементами: остаточными сульфидами, их супергенными минеральными производными, специфическими текстурами лимонитов и их окраской.

Специфические текстуры лимонитов, образованные по определенным сульфидам и имеющие вспомогательную ценность при интерпретации слабо выщелоченных выходов, становятся ведущим средством при оценке интенсивно проработанных выходов.

Различная окраска лимонитов, сформированных по разным сульфидам, является лишь вспомогательным элементом. Зависимость окраски гидроокислов железа от их химической формулы, количества адсорбированной и капиллярной воды, размера зерен, их сложения и окрашивающих примесей не позволяет выдвигать ее в качестве универсального оценочного элемента для расшифровки рудных выходов. Этот

признак чаще всего, повидимому, имеет локальное применение, иногда очень важное.

Текстуры лимонитов. Многообразное сложение лимонитов зоны окисления сульфидных тел до сих пор никем не расклассифицировано. Текстура лимонитов зоны окисления зависит прежде всего от двух факторов: от элементов строения первичного материала и от элементов строения, созданных в порядке супергенной переработки первичной руды. В первом случае на текстуру лимонитов иногда накладываются текстурный отпечаток первичного материала и рисунок мельчайшей трещинной системы, консервирующей в окисленном материале в виде каркаса кремнистого лимонита. Во втором случае процессы выщелачивания с попутной переработкой создают серию землистых остаточных текстур, а процессы супергенного переотложения создают ряд более плотных, обычно колломорфных текстур. Неустойчивость супергенных процессов, быстрая смена их характера в ближайших участках, наложение поверхностных текстурных элементов на первичные приводят к необычайной пестроте сложения лимонитов зоны окисления сульфидных месторождений.

В первом приближении текстуры лимонитов зоны окисления могут быть расклассифицированы таким образом:

А. Унаследованные гипогенные текстуры

1. Псевдоморфные текстуры (текстуры, отвечающие текстуре первичной руды):

- 1) массивные,
- 2) пятнистые,
- 3) полосчатые,
- 4) вкрапленные и пр.

2. Каркасные текстуры (текстуры, связанные с консервацией трещинной системы первичной руды):

- 1) ящичные,
- 2) губчатые.

Б. Супергенные текстуры

1. Остаточные текстуры:

- 1) землистые,
- 2) шлаковидные,
- 3) брекчиевые.

2. Переотложенные текстуры:

- 1) колломорфные,
- 2) корковые,
- 3) полосчатые,
- 4) натечные,
- 5) рыхло-порошковые.

Описание текстурных разностей увело бы нас далеко от темы, и поэтому мы его опускаем.

Среди большого ряда текстур лимонитов каркасная текстура является основной для расшифровки первичного состава руды на выходе. Рисунок каркаса, сложенного кремнистым лимонитом и выступающего среди рыхлой лимонитовой массы, размеры ячеек каркаса, толщина стенок, их сопряжение и ассоциация с разностями рыхлого лимонита достаточно отличны для различных сульфидов.

По характеру рисунка текстура делится на два типа — ящичный и губчатый. В ящичной текстуре пересечения отдельных более или менее прямолинейных стенок придают отдельным ячейкам каркаса вид

«ящичков», сочетание которых обуславливает внешность текстуры (см. фиг. 2). В губчатой текстуре криволинейные, сморщенные стенки, переплетаясь друг с другом, придают текстуре вид пористой губки (см. фиг. 12).

Каркасная текстура является по существу единственной разностью, по которой можно судить о первичном сульфидном составе руды. В меньшей степени указателями этого состава могут являться некоторые разности остаточной текстуры, обычно трудно диагностируемые. Наконец, необычайно редко при оценке окисленного выхода принимаются во внимание переотложенные текстурные разности (для цинка).

Различные типы лимонитов зоны окисления, указывающие на присутствие того или иного сульфида в первичной руде, могут быть названы индикаторными лимонитами.

Некоторые типы лимонитов развиты повсеместно и могут быть названы универсальными индикаторными лимонитами. Другие же, наоборот, встречаются лишь в пределах одного района или месторождения и могут быть названы локальными индикаторными лимонитами.

Характер лимонитов. Название «лимонит» прилагается к материалу, слагающему индикаторные лимониты, так сказать, в собирательном смысле. Материал этот почти всегда состоит из широкого ряда гидроксидов и оксидов железа, обычно с примесью аморфного кремнезема. Эта примесь SiO_2 , особенно значительная в стенках каркасной текстуры, где материал по существу является кремнистым лимонитом, и создает механическую прочность и химическую устойчивость «лимонитового» каркаса.

Лимониты зоны окисления по источнику их образования делятся на три группы: местную, транспортированную и случайную.

Местный лимонит образуется на месте разлагающегося первичного минерала. Транспортированный лимонит формируется за счет разложения минералов данного тела, отлагается в пределах этого же тела, несколько смещаясь от тех минералов, за счет которых он создается. Случайный лимонит привносится поверхностными водами из чуждых источников. При оценке выходов, естественно, максимальную ценность представляет местный лимонит, меньшую транспортированный и еще более резко меньшую — случайный.

Источники железа. При разложении железосодержащих сульфидов окисное железо получается за счет их супергенной переработки с образованием лимонита.

Лимонит, возникающий на месте таких сульфатов, как галенит и сфалерит, образуется за счет разложения железосодержащих минералов, ассоциирующих с указанными сульфидами в рудном теле, и относится к категории транспортированного лимонита.¹

Формирование лимонита по галениту и сфалериту в чистых свинцовых или цинковых месторождениях объясняется или выносом железа из разлагающихся железосодержащих минералов боковых пород или привносом его поверхностей и грунтовой водой из чуждых и далеких источников. В этом случае лимонит будет относиться к разряду случайного. Для сфалерита источником железа может являться изоморфная примесь его, обычно присутствующая в этом минерале.

Совершенно очевидно, что при формировании каркасной текстуры консервация трещинного рисунка минерала является более полной и отчетливой для местных лимонитов. В сфалерите же и галените, где лимонит относится к разряду транспортированного или даже случайного

¹ Хотя Р. Бланчард и П. Босвелл называют его надгенным, вопреки собственному коммюнике этой лимонитовой группы.

каркасная текстура менее универсальна и более редка, чем, скажем, в халькопирите.

Вмещающие породы и жильные минералы. Вмещающие породы и жильные минералы влияют на ход геохимических процессов в зоне окисления сульфидных месторождений, на характер и степень развития индикаторных лимонитов. С этой точки зрения окружающие сульфидный материал минеральные комплексы разбиваются на три группы — инертную, умеренной нейтрализации и быстрой нейтрализации.

Типичным представителем инертных минералов является кварц. В кварцевых рудных телах, не несущих примеси железосодержащих минералов, в процессе окисления обычно не создается индикаторных лимонитов по галениту и сфалериту. На выходе в таких телах можно вскрыть лишь неопределенные пустоты от бывших сульфидов и окисные производные свинца. Интерпретация таких выходов наиболее затруднительна.

Типичным образцом умеренного нейтрализатора является полевошпатовая порода. В зоне окисления сульфидных тел, залегающих среди гранитов, гнейсов и кристаллических сланцев, обычно лучше всего развиваются индикаторные лимониты и создаются лучшие образцы каркасных текстур. Интерпретация таких выходов наиболее проста.

Типичным представителем быстро нейтрализующих минералов является кальцит. В известняковом окружении кислые растворы, генерируемые сульфидами, быстро нейтрализуются и лимонит высаживается в виде рыхлой, порошковой массы. В этой обстановке хотя и зарождаются индикаторные текстуры лимонита, но они бывают настолько погружены в неопределенную рыхлую лимонитовую массу, что интерпретация их является очень затруднительной. Однако эффект быстрой нейтрализации не проникает в центральную часть рудных тел, залегающих в известняках, и даже в центральной части желваков размером в несколько сантиметров создаются индикаторные лимониты. Поэтому хотя интерпретация выходов среди известняков и более затруднительна, тем не менее ни в американской практике, ни при нашем изучении не было случая, чтобы под рыхлым лимонитовым продуктом не обнаруживались черты индикаторных лимонитов.

Комплексные месторождения. Когда в состав первичной руды, кроме галенита и сфалерита, входят другие сульфиды, такие, как пирит, халькопирит и др., в зоне окисления происходит смешение продуктов их окисления. Интерпретация выходов при этом осложняется, особенно сильно при комбинации с пиритом и пирротинном. Рыхлый, мажущийся и «расползающийся» лимонит, образующийся по пириту, в сложнейшей степени вуалирует индикаторные лимониты других сульфидов.

По мере увеличения содержания в первичной руде сульфидов железа возрастает трудность расшифровки окисленных выходов. Например, на Курганском месторождении (Таласский Алатау) по мере перехода от мало пирротинистых тел южного участка к более богатым пирротинном телам северного участка отчетливо падает количество индикаторных текстур на выходах среди лимонитов.

Отмечается, что когда примесь пирита к галениту и сфалериту не достигает четверти общего объема сульфидов, то специальные типы лимонитов различаются на месте прежних галенита и сфалерита, а количественная оценка выхода вполне возможна. При увеличении содержания пирита хотя и сохраняются индикаторные типы лимонита, но очертания их уже становятся менее определенными. Наконец, в рудах с преобладающим пиритом сфалеритовые и галенитовые типы лимонитов настолько обволакиваются «пиритовым» лимонитом, что с трудом можно судить лишь о присутствии в руде галенита и сфалерита, но не об их количестве.

Образование каркасных текстур. Каркасная текстура представляет пористый скелет, образованный переплетающимися перепонками кремнистого лимонита, выполненный в большей или меньшей степени рыхлым лимонитом и другими супергенными минералами. Архитектура скелета полностью отображает систему кливажа, очертания граней зерен и кристаллов и специфические трещинные системы сульфидных минералов. Таким образом, рисунок каркасной текстуры представляет законсервированный и отпрепарированный комплекс мельчайших переплетающихся трещинок, существующих в сульфидах.

Теория образования каркасной текстуры разработана слабо.

Считается, что общий ход образования ее таков. В раннюю стадию окисления, когда растворы были недостаточно кислыми и загрязненными кремнеземом, они проникали по тончайшим трещинкам сульфидов и отлагали здесь кремнистый лимонит. Позднее, при повышающейся кислотности вод, омывающих рудный материал, сульфиды переходили в свои устойчивые окисленные разновидности (окислы, карбонаты, сульфаты).

При этом перепонки кремнистого лимонита, устойчивые в кислых и бикарбонатных растворах, сохранились. Далее, в зависимости от растворимости окисных продуктов, они в той или иной мере выщелачивались из ячеек каркаса и частично псевдоморфно замещались лимонитом. При этом для таких металлов, как цинк, легко мигрирующих из зоны окисления, каркас обнажался значительно полнее. Наоборот, для устойчивых в зоне окисления соединений свинца каркас обычно погружался в массу рыхлого лимонитово-церусситового материала.

Толщина стенок ячеек каркаса зависит от толщины первичных трещинок в сульфидах и от растворимости данного сульфида. Тонкие трещины спайного кливажа галенита и его трудная растворимость обусловили создание тонких и хрупких стенок каркасных текстур по галениту. Наоборот, большой размер трещин и большая растворимость сфалерита обусловили развитие более толстых стенок каркасных текстур по сфалериту.

Методы изучения индикаторных лимонитов. Основное значение индикаторных лимонитов заключается в возможности при их помощи определять состав первичных руд сульфидных месторождений сразу в поле. Поэтому главным этапом изучения лимонитов является полевой период. В этот период изучение сводится к выявлению индикаторных лимонитов в материале железной шляпы и их определению. При энергичной работе молотком и лупой индикаторные лимониты в соответствующей обстановке легко вскрываются главным образом под поверхностной коркой выщелоченного материала на глубине нескольких дециметров. Определение лимонитов производится визуально по тем признакам, которые описаны ниже, и по парагенетической ассоциации их с типоморфными и супергенными производными и остаточными сульфидами.

Хрупкие и сыпучие образцы лимонитов при коллекционировании и перевозке надлежит тщательно упаковывать в вату.

М. Ф. Зенин провел микроскопическое изучение индикаторных лимонитов, образованных по сульфидам меди и железа. Это изучение помогло вскрыть некоторые детали, уточняющие полевые представления.

ИНДИКАТОРНЫЕ ЛИМОНИТЫ ПО СВИНЦОВЫМ МИНЕРАЛАМ ИНДИКАТОРНЫЕ ТЕКСТУРЫ ЛИМОНИТА ПО ГАЛЕНИТУ

К настоящему моменту для галенита выделяются три универсальные индикаторные текстуры и, повидимому, несколько локальных.

Кливажная ящичная текстура является исключительно типичной и универсальной текстурой лимонита по галениту.

Текстура отображает кубический кливаж галенита и поэтому представляет серию тонких, прямолинейных и более или менее строго параллельных стенок кремнистого лимонита, пересеченных обычно под прямым углом другой системой параллельных пластинок. Чаще всего отчетливо развита одна система стенок, другая же система менее выдержана и прерывиста (фиг. 1).

Отдельные ячейки текстуры представляют кубические ящички, а вся текстура (фиг. 2) напоминает текстуру, которую имел бы сланец, если бы из него были выбиты пачечки по 5—6 листочков [7].

Толщина стенок ячеек варьирует от 0,005 до 0,05 мм; поперечник ячеек бывает редко более 1 мм. В силу своей отчетливости и универсальности ячейка легко вскрывается на

выходах. Наоборот, будучи погружена в церусситово-лимонитовой материал и окутана неполношлаковым лимонитом по церусситу (см. ниже), ячейка с трудом разыскивается среди окисленного материала.

Кливажная ящичная текстура лимонита по галениту может быть перепутана с текстурой железосодержащих карбонатов (сидерит и др.) и с текстурой, образующейся по магнетиту.

Тонкий, пластинчатый, параллельный каркас, образованный по железосодержащим карбонатам, отличается от кливажной галенитовой текстуры следующим:

- 1) пластинки этой текстуры не пересекаются под прямым углом; вместо кубических ящичков формируются ромбические ящички (фиг. 3);
- 2) стенки ячеек часто слабо изогнуты;
- 3) стенки ячеек не облечены неполно-шлаковыми корками и не погружены в церусситово-лимонитовую рыхлую массу.

Текстура лимонита, образованная по магнетиту, отличается от галенитовой кливажной текстуры следующим:

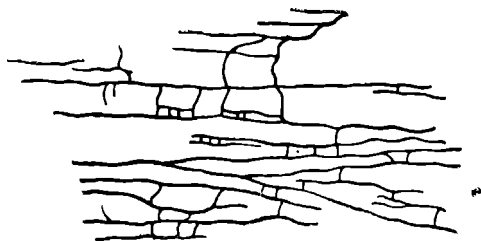
- 1) меньшей выдержанностью и правильностью рисунка;
- 2) отсутствием неполно-шлаковых корок, перекрывающих стенки ячеек;
- 3) постоянно наблюдаемыми переходами лимонитов в трудно разложимый магнетит; магнетит на выходах всегда более обилен, чем его лимонитовые производные.

Кливажная ящичная текстура формируется при окислении ортосаляного, симметричного, крупнозернистого «кубического» галенита.

Алмазно-петельчатая ящичная текстура является также универсальной текстурой лимонита по галениту. В отличие от кливажной текстуры стенки ее не являются параллельно выдержанными, а, наоборот, расходятся под острым углом, расщепляясь в виде буквы V.¹

Другой особенностью текстуры является то, что стенки ее образованы двумя, а иногда тремя тесно сближенными параллельными перепонками, аналогичными одиночим пластинкам кливажной текстуры (фиг. 4).

По внешнему виду (фиг. 5) рисунок текстуры напоминает веревочный гамак, смятый и брошенный на землю.

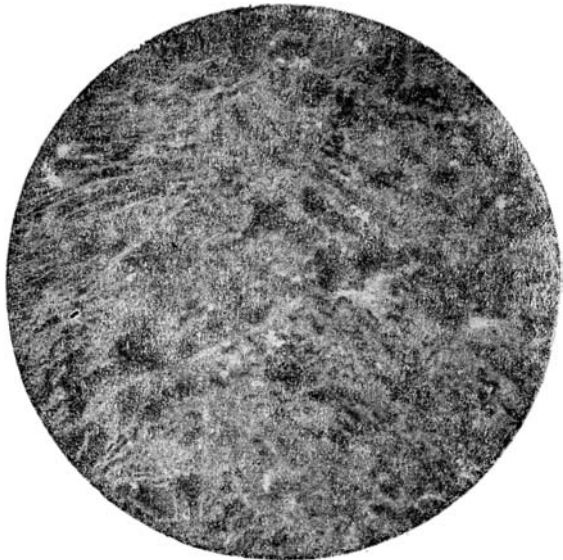


Фиг. 1. Фрагмент кливажной текстуры лимонита по галениту. Курусай. $\times 6$.

¹ Это и послужило поводом для С. С. Смирнова присвоить ей название V-образной текстуры.



А



Б

Фиг. 2. Кливажная текстура лимонита по галениту. Курусай. А — $\times 1\frac{1}{2}$; Б — $\times 3\frac{1}{2}$.

Среди такого ветвящегося каркаса встречаются мелкие, единичные кубические ящички, сближающие его с кливажной текстурой.

Главные ребра имеют толщину 0,2—0,5—1 мм и состоят, как уже указывалось, из двух, реже трех параллельных перепонки толщиной 0,05—0,005 мм. Длина стенок ячеек, имеющих чаще всего форму треугольников, колеблется от 1 до 5—6 мм.

Из всех разностей индикаторных лимонитов алмазно-петельчатая текстура более всего похожа на треугольную ящичную текстуру лимонита, образованного по борниту. Борниговая текстура отличается от галенитовой следующими признаками:

1) текстура более «просторная», менее петельчатая;

2) треугольники более равносторонние и обычно имеют изогнутые (сферические) стенки;

3) стенки треугольников более толстые, прочные и не имеют двойного или тройного строения;

4) неполно-шлаковая кора, образованная по борниту, облегающая или выполняющая ячеистую текстуру, состоит из тесно сближенных частиц, подобных комочкам ила в ласточкином гнезде, и занимает большую часть объема ячейки; соответственно корки, образованные по га-



Фиг. 3. Фрагмент кливажной ящичной текстуры ромбического типа лимонита по манган-анкериту. Курган, тело № 4 × 6.



А



Б

Фиг. 4. Алмазно-петельчатая текстура лимонита по галениту. Курган. А — фрагмент текстуры образца из тела № 4. Отчетливо видно двойниково (местами тройное) строение стенок и облегающая их корка неполношлакового лимонита. × 6. Б — фрагмент текстуры образца из тела № 5. Видны мелкие реликты кливажной (кубической) текстуры. × 5.

лениту, представляют более рыхлый агрегат и редко захватывают более 25—40% объема ячейки;

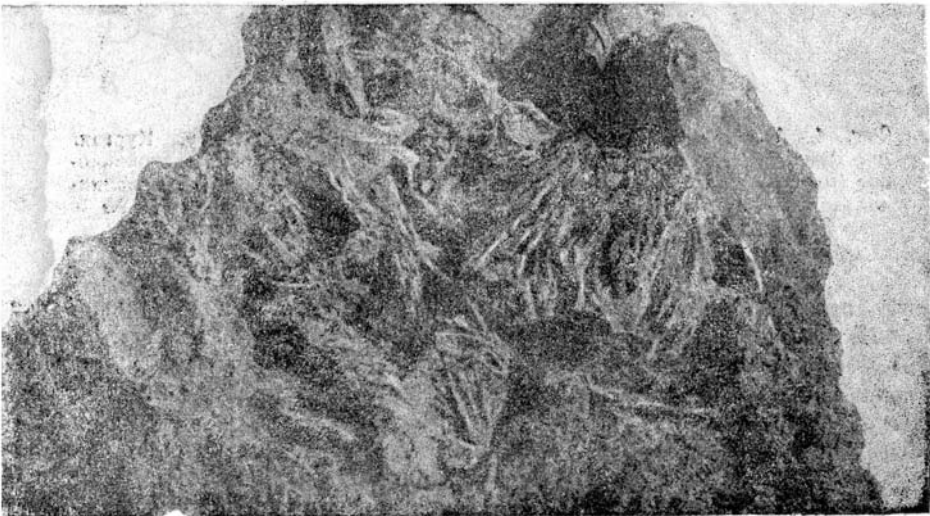
5) борнитовому продукту более свойственен «бархатный» рельеф; в отличие от тусклой «намертво обожженной» поверхности стенок галенитовой текстуры.

Алмазно-петельчатая текстура формируется как преобладающий продукт окисления тонкозернистых, «свинчачковых» галенитов. Реже она наблюдается среди сплошных, комплексных крупнозернистых руд типа Кургана (Таласский Алатау). Во вкрапленных галенитовых рудах она в значительном большинстве случаев не встречается.



Риг. 5. Алмазно-петельчатая текстура лимонита по галениту. Курган; тело № 4. $\times 2$.

Толщина пластинок текстуры меняется от 0,05 до 0,5 мм; высоты пирамидок колеблются от нескольких миллиметров до 1,5—2 см.



Риг. 6. Пирамидальная ящичная текстура лимонита по галениту. Курган, тело № 4. Натуральная величина.

Пирамидальная ящичная текстура лимонита по галениту относится также к разряду универсальных и индикаторных текстур, но встречается не так часто.

Текстура образуется двумя пачками тонких пластинок, сходящихся под углом друг к другу и уменьшающихся в размерах в одном направлении.

Такая комбинация пластинок кремнистого лимонита напоминает внешне пирамидальную черепичную крышу китайской пагоды.

Фотографическим снимком передать внешний облик этой текстуры весьма трудно. Удачных фотографий в литературе нет; приводимая нами фотография (фиг. 6) также не вполне отчетливо передает пирамидальную текстуру.

Среди пирамидальных стенок лимонита наблюдаются эмбриональные кубические ящички кливажной текстуры.

Аналогичного типа текстуры по другим сульфидам не развиваются.

Пирамидальная текстура наблюдается лишь в поверхностной части зоны окисления и не находится в ее глубинных частях. Кроме того, эта текстура обнаруживалась лишь в местах, укрытых от прямого действия эрозионных сил. Например, в Курганском месторождении образцы, отбитые в нависающих карнизах карстовых карманов и древних выработок, были переполнены элементами пирамидальной текстуры; в открытых же выходах они обнаруживались с большим трудом.

Локальными индикаторными текстурами лимонита по галениту являются текстура клетчатой губки, разорванная текстура и лучистая текстура.

Текстура клетчатой губки образуется в таких месторождениях, где тонкозернистый галенит распределен в виде густой вкрапленности или пропластков среди осадочных некарбонатных пород (сланцев, песчаников).

По внешнему виду продукт слабо отличается от неполно-шлаковой лимонитовой массы. Лишь местами среди этого неотчетливого материала проглядывает губкообразный агрегат мелких, тонкозернистых ячеек. Просмотр материала под ручной лупой с сильным увеличением ($\times 20$ — 30) показывает, что он образован однообразными мельчайшими, взаимно прорастающими кубическими ящичками кремнистого лимонита. Эти ящички так тесно и совершенно срастаются, что их строение по внешнему виду напоминает крайне мелкую ячеистую губку сфалеритового происхождения (см. ниже).

Разорванная ячеистая текстура лимонита по галениту отмечается для некоторых комплексных сульфидных месторождений, в которых в значительном количестве присутствует пирит. В этом случае иногда образуется ящичная, близкая к кливажной, но более грубая ячеистая текстура, с ячейками менее регулярно параллельными и более разорванными. Для этого типа также характерно убогое развитие неполно-шлаковой лимонитовой корки и остаточного церуссита. Эта текстура может служить лишь качественным указателем свинца в первичной руде, количественная оценка прежнего содержания галенита невозможна.

Лучистая текстура лимонита по галениту вскрыта как отчетливый локальный тип на выходах некоторых полиметаллических месторождений Таласского Алатау. Его принадлежность к числу галенитовых продуктов доказана рядом переходов от хорошо сохранившегося галенита через полуразложенные образцы к совершенно выщелоченному материалу.

По внешнему облику текстура напоминает пирамидальную текстуру. Отличается от последней тем, что отдельные пластинки двух стенок кремнистого лимонита не сходятся под углом друг к другу, а веерообразно расходятся почти из одного центра (фиг. 7).

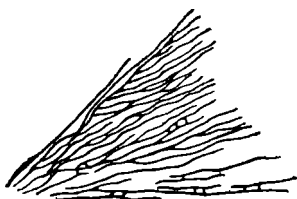
Стенки лучисто расходящихся пучков тонких пластинок кремнистого лимонита, так же как и в других текстурах лимонита по галениту, покрыты неполно-шлаковой коркой и отличаются большой хрупкостью и тонкостью (0,005—0,05 мм).

Местами наблюдаются отчетливые поперечные тонкие перепонки, создающие фрагменты кливажной текстуры. Такие пучки лучистой текстуры имеют длину от нескольких миллиметров до 1, а иногда до 2 см (фиг. 8).

ИНДИКАТОРНЫЕ ЛИМОНИТЫ ПО ЦЕРУССИТУ И АНГЛЕЗИТУ

Для карбоната и сульфата свинца выделяются один более или менее отчетливый индикаторный тип и один очень неясный.

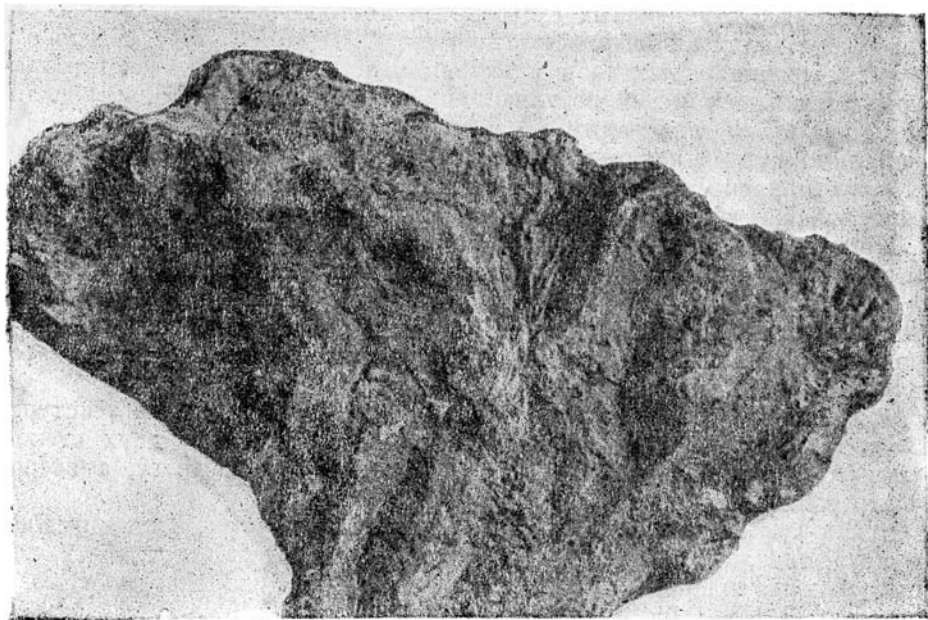
Неполно-шлаковая лимонитовая корка является универсальным индикаторным лимонитовым типом, формирующимся по церусситу и реже по англезиту. Этот тип лимонита образуется посредством псевдоморфного замещения карбоната свинца в интенсивно и глубоко проработанных выщелоченных выходах полиметаллических месторождений.



Фиг. 7. Фрагмент лучистой текстуры лимонита по галениту. Видны мелкие поперечные перепонки, создающие маленькие кубические ящички. Курган, тело № 4 × 6.

Лимонитовые корки облекают стенки вышеописанных каркасных текстур и выполняют их ячейки. В связи с тем, что главная масса свинца в зоне окисленных руд представлена церусситом, лимонитовая неполно-шлаковая масса является главным индикатором при оценке выщелоченных свинцовых выходов. Этот тип лимонита обычно составляет от 50 до 90% общей лимонитовой продукции выщелоченных минеральных соединений свинца на выходе. Только учет неполно-шлаковых лимонитовых корок позволяет судить о количественном развитии свинца в первичной руде.

Лимонитовые корки, обволакивающие стенки каркасных текстур, образованных по галениту, имеют вид неполно-шлакового кирпича, но более шероховатого. Корки имеют толщину, превышающую толщину стенок каркаса от 2 до 10 раз. Облекая таким образом перегородки ячеек,



Фиг. 8. Участок лучистой текстуры лимонита по галениту. Курган, тело № 4. × 1¼.

они уменьшают диаметр их, иногда наполовину. Иногда в корках наблюдаются «застрявшие» зерна церуссита.

Неполно-шлаковая лимонитовая корка, сформированная по свинцовым минералам, напоминает аналогичную корковую массу, образующуюся по борниту. Черты различия этих двух продуктов указаны выше при описании алмазно-петельчатой текстуры лимонита по галениту.

Корки обычно представляют рыхлый продукт, мало чем выделяющийся в общей землистой лимонитовой массе выхода. Но иногда корки

более прочны, особенно в тех частях, где они непосредственно примыкают к стенкам каркаса. Здесь-то они чаще и имеют вид спекшейся, шлаковой пленки, прижатой к перемычке ячейки. Определение их достаточно трудно, и только сочетание с индикаторными лимонитами псгалениту и типоморфными свинцовыми минералами позволяет выносить ответственное суждение о принадлежности данного продукта к свинцовому индикаторному типу.

Рельефный лимонит образуется при псевдоморфном замещении англезита.

Он представляет пылевидную массу, состоящую из пушистых, рыхлых, слабо связанных частиц, напоминающих сахарную пудру, высыпанную на поверхность. Рыхлая структура придает продукту различимый рельеф, в отличие от плоского, тусклого и землистого вида других сыпучих лимонитов.

Этот продукт развивается всюду, где любые железосодержащие минералы разлагались в обстановке сильных нейтрализаторов. Он может формироваться не месте разложения магнетита, граната, эпидота, хлорита, любого железосодержащего сульфида, сульфата и карбоната точно так же, как может быть образован при нейтрализации железосодержащих вод, принесших железо из дальних и неизвестных источников.

В связи с многообразием источников формирования, рельефный лимонит не может быть отнесен к разряду индикаторных.

Р. Бланчард и П. Босвелл пишут, что годы кропотливой работы не помогли им в выделении каких-либо признаков для классификации рельефных лимонитов различных продуктов. Они же отмечают случаи, когда рельефный лимонит, образованный по сульфидам, не мог быть отличен от лимонита эпидотового и хлоритового происхождения.

Единственным средством, позволяющим судить о его сульфидном происхождении, являются фрагменты индикаторных лимонитов, проглядывающие сквозь пылевидную массу рельефного лимонита.

В связи с тем, что рельефный лимонит образуется чаще всего по англезиту, который обычно не обилен в зоне окисления свинцовых руд, развитие его не причиняет больших неудобств при оценке окисленных выходов.

ИНДИКАТОРНЫЕ ЛИМОНИТЫ ПО ЦИНКОВЫМ МИНЕРАЛАМ

ИНДИКАТОРНЫЕ ТЕКСТУРЫ ЛИМОНИТА ПО СФАЛЕРИТУ

В настоящее время известны два универсальных индикаторных лимонита по сфалериту и один локальный тип.

Ячеистая ящичная текстура является широко распространенным типом лимонита по сфалериту. Выделяются грубаячеистая и тонкаячеистая разновидности.

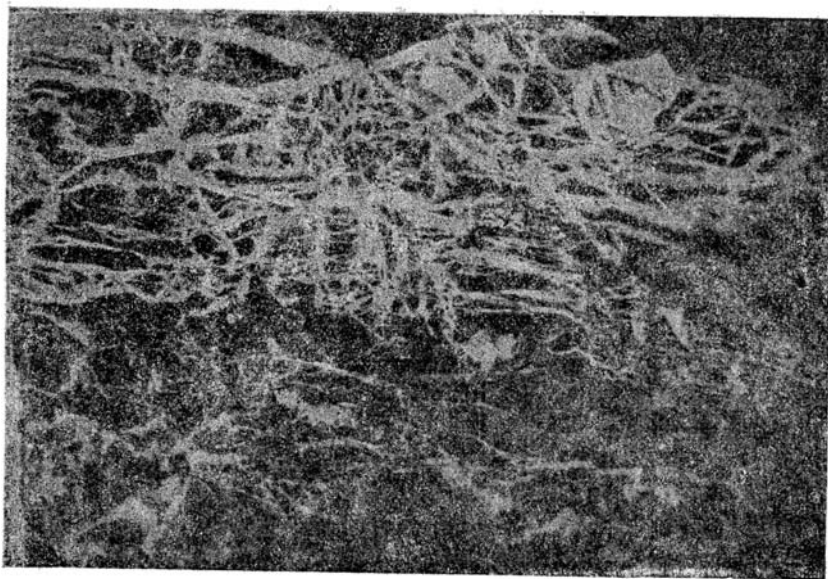
Грубаячеистая ящичная текстура лимонита по сфалериту представляет серию жилок белого или стекловатого кварца, вытянутых параллельными пучками обычно на несколько сантиметров в длину, пересекая на своем пути большое количество мелких ячеек каркаса. Образованные такой системой прожилков крупные гнезда выполнены сетью менее закономерно переплетающихся тонких перепонки кремнистого лимонита (фиг. 9).

Мощность жилок варьирует от 0,1 до 2 мм, диаметр отдельных ячеек изменяется от 0,2 до 5 мм.

Грубаячеистая ящичная текстура лимонита по сфалериту может быть перепутана с аналогичной текстурой лимонита, сформированного по халькопириту.

Халькопиритовый лимонит отличается от сфалеритового следующим (фиг. 10):

- 1) меньшей протяженностью и параллелизмом пучков крупных кварцевых прожилков;
- 2) меньшим однообразием в строении ячеек;
- 3) менее прочным прикреплением друг к другу и к стенкам крупных



Фиг. 9. Грубоячейчатая ящичная текстура, образованная по сфалериту.
По Р. Бланчарду и П. Босвеллу. $\times 1\frac{1}{2}$.



Фиг. 10. Характер грубоячейчатой ящичной текстуры: А — по сфалериту и Б — по халькопириту. В первом случае заметно прочное соединение стенок ячеек, большой параллелизм и обилие мелких перепонок, во втором — скопление порошковидного лимонита. По Р. Бланчарду и П. Босвеллу. $\times 2$.

гнезд; мелкими перепонками, выполняющими крупные гнезда; отмечаются разрывы перепонок;

4) меньшим параллелизмом в ориентации тонких перепонок внутри крупных гнезд;

5) большей толщиной перепонок (толщина стенок «сфалеритового» продукта лежит в пределах 0,1—0,2 мм);

6) отсутствием чешуйчатости, ссохшегося, сморщенного вида рисунка, типичного для сфалеритовой текстуры;

7) мелкими скоплениями порошковидного слегка срос-

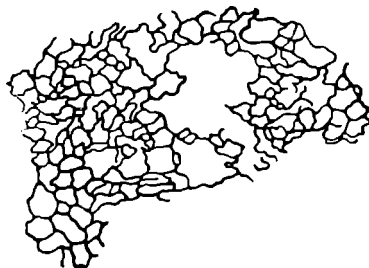
шегося лимонита внутри ячеек, вместо индивидуальных, тонко рассеянных песчинок лимонита, типичных для сфалеритового продукта;

8) отсутствием на стенках ячеек типичных для сфалеритовых продуктов производных мелких лимонитовых розеток и выступов неправильного строения и непостоянных размеров (от 0,1 до 0,5 мм в поперечнике).

Тонкоячейчатая ящичная текстура по сфалериту распределяется отдельными участками среди грубоячейчатой ящичной текстуры, отличает-

ся от грубоячеистого типа отсутствием каркаса и напоминает тонкоячеистую ящичную текстуру лимонита по халькопириту. Может быть отличена от последней по тем же признакам, что и грубоячеистая разновидность, за исключением характерных моментов, связанных с наличием прожилков кварца.

Сеть крупных кварцевых прожилков является сохранившейся и отпрепарированной при окислении системой гипогенных прожилков, прорезающих сфалеритовую массу. Наоборот, тонкая серия перепонки кремнистого лимонита, выполняющая гнезда крупноячеистой текстуры и образующая полностью тонкоячеистую текстуру, образована в первую стадию процесса окисления сфалерита. При этом такие прожилки формировались, «проедая» свой путь в сфалерите, преимущественно вдоль более или менее регулярной и выдержанной системы мельчайших трещин, свойственных сфалеритовой массе. Считается, что такая потенциально заложенная в сфалерите система проямолнейных трещин свойственна мезотермальным и лептотермальным полиметаллическим месторождениям, расположенным в провинциях с неглубоко срезанными активными батолитами.



Фиг. 11. Фрагмент ячеистой губчатой текстуры лимонита по сфалериту. Курган, тело № 4. $\times 5$.

Ячеистая губчатая текстура лимонита по сфалериту является другой широко распространенной индикаторной разновидностью (фиг. 11).

Строение и внешний облик этой текстуры обусловлены системой переплетающихся криволинейных перепонки. Образованная таким образом сотовая масса с пустыми ячейками в сильной степени напоминает резиновую банную губку (фиг. 12).

Стенки губки содержат большую примесь кремнезема (до 25--50%) и обладают большой прочностью. Их толщина колеблется от 0,1 до 0,5 мм; диаметр ячеек обычно лежит в пределах 0,2--2 мм. В отличие от других каркасных текстур, размеры и очертания даже соседних ячеек колеблются в очень широких пределах.

Губчатая текстура лимонита по сфалериту ближе всего напоминает тонкоячеистые лимонитовые губки, образованные по массивному пириту или по борниту.

Пиритовая губка, в отличие от сфалеритовой, обладает следующими чертами:

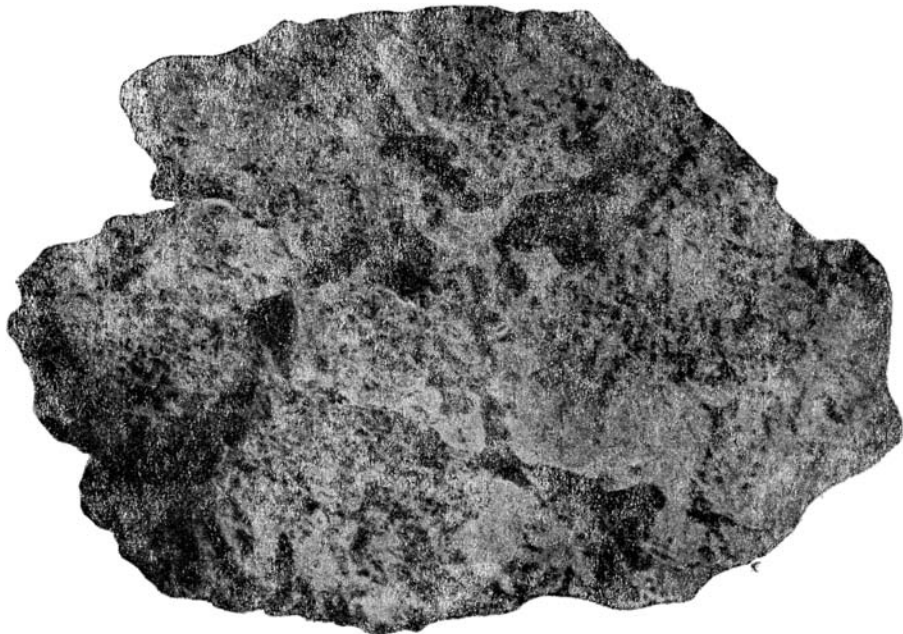
- 1) меньшей угловатостью ячеек;
- 2) меньшим разнообразием в распределении ячеек по всей массе;
- 3) меньшей кремнеземистостью, а следовательно, и меньшей прочностью стенок ячеек;
- 4) более резким колебанием толщины стенок в пределах малых участков;
- 5) присутствием мажущихся корок и красящихся пленок черного или иризирующего лимонита.

Борнитовая губка, в отличие от сфалеритовой, обладает следующими чертами:

- 1) частой разорванностью стенок ячеек;
- 2) всегда до некоторой степени видимой сферически-треугольной или эллиптической текстурой;

3) наличием неполно-шлаковых корок, никогда не существующих в сфалеритовом продукте.

Считается, что губчатая текстура вырисовывается в связи с криволинейной трещиноватостью, развитой в сфалеритовой массе гипотермальных и пирометасоматических полиметаллических месторождений, расположенных на площадях с глубоким срезом активного интрузива. Обнаружение губчатых текстур лимонита по сфалериту на выходах высокотемпературного гидротермального месторождения Курган (Таласский Алатау) подтверждает эту гипотезу.



Фиг. 12. Участки ячеистой губчатой текстуры лимонита по сфалериту среди плотного лимонита. Кеншанык. Натуральная величина.

Лимонитовый мох описывается в литературе как типично индикаторная разность лимонита, сформированного по сфалериту. Однако при самом тщательном обследовании выходов полиметаллических месторождений Таласского Алатау не было обнаружено ни одного образца лимонитового моха.

Судя по описанию, по внешнему виду продукт представляет длинные, рыхло проросшие хлопья и лепестки, обычно облекающие или переполняющие ячеистые формы. Назван этот продукт лимонитовым мохом за его тесное сходство с мохом, драпирующим и местами перекрывающим ветви и листья деревьев. Лимонитовый мох сфалеритового происхождения обычно встречается массами не более 2 см длиной. Этот тип лимонита может быть перепутан с некоторыми натечными формами лимонита, образующегося за счет пирита и других сульфидов. Но эти формы отличаются от моховидных агрегатов, образованных по сфалериту следующими признаками:

1) большим диаметром натечных сосочков (до 5 мм), в отличие от слабо развитых лепестков сфалеритового моха, редко достигающих 0,5 мм в поперечнике;

2) широким развитием, в отличие от сфалеритового моха, встречающегося лишь по соседству или на площади ячеистых или губчатых текстур сфалеритового происхождения.

3) сосковидным, флейтообразным строением отдельных элементов массы, в отличие от пушисто-лепестковой формы лимонитового моха;

4) наличием пачкающей мелкоузловой корки черного и иризирующего цвета, облегающей всю сосковидную массу;

5) металлоидным блеском, в отличие от землистого внешнего моха сфалеритового происхождения.

Провисающие, более или менее параллельные гроздья лепестков лимонитового моха вызывают мысль об их сталактитовом происхождении. В этом случае лимонитовый мох явно относится к разряду транспортированного лимонита.

ЛИМОНИТ, ОБРАЗОВАННЫЙ ПО СМИТСОНИТУ

Отчетливые индикаторные типы лимонита не формируются по смитсониту. Там, где удавалось проследить переход смитсонита в псевдоморфно замещающий его лимонит, отмечалось, что последний представляет рыхлую массу. Среди этой массы фиксируются неправильные и неясные выступы и розетки, уже описанные нами как оболочка стенок ячеистых и губчатых текстур лимонита по сфалериту. Обычно такая масса не отличается от лимонитовых скоплений, образованных по пириту, или других продуктов неопределенного происхождения.

В этих случаях лимонит не может рассматриваться как самостоятельная разность, и упорные поиски во многих районах мира показали, что он, как обманчивый продукт, не может считаться ключом для распознавания продукта, образованного исключительно по сфалериту.

НЕКОТОРЫЕ ТИПЫ ЛИМОНИТА, ОБРАЗОВАННОГО ПО ПИРРОТИНУ

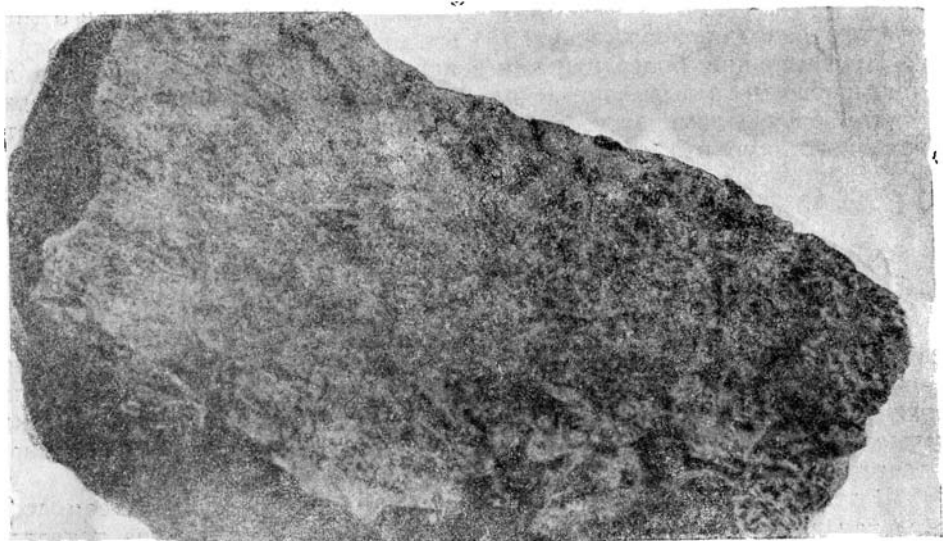
В заграничной практике, повидимому, не изучались остаточные продукты окисления пирротина, и типы лимонитов, сформированные на месте пирротина, нигде не описаны. Однако изучение окисленных выходов пирротиновых рудных тел месторождения Курган (Таласский Алатау) позволило выделить отчетливые индикаторные типы лимонита, образованные по пирротину.

По пирротину не развиваются специфические лимониты каркасной текстуры. Это явление, повидимому, связано с энергичным выделением серной кислоты, с интенсивным и стремительным ходом окисления, не позволяющим консервироваться сети кремнистого лимонита по трещинам минерала. Большая скорость и энергичность процесса приводят к глубокой переработке материала. Однако в окисленном материале, сформированном на месте пирротина, отмечаются участки специфической текстуры. Эта текстура представляет псевдоморфозу лимонита по вторичному марказиту. Таким образом, в зоне окисления сохраняется облик участков марказита, т. е. продукта, через который проходит определенная масса пирротина при окислении в лимонит. Наиболее часто вторичный марказит, развивающийся по пирротину, имеет колломорфную или ветвистую («перистую») форму. Поэтому псевдоморфное замещение марказита лимонитом приводит к формированию колломорфного или ветвистого лимонита.

Насколько универсальны эти типы, судить невозможно, но можно предполагать, что они могут являться характерными для многих пирротиновых месторождений.

Колломорфная текстура лимонита по пирротину представляет сросшийся агрегат мелких равномерных овальных стяжений, иногда ассоциирующий с системой неопределенно ориентированных прожилков кремнистого лимонита.

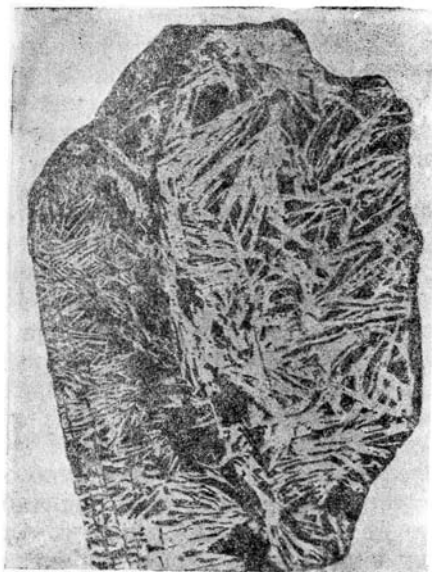
В последнем случае текстура приобретает облик густо переплетающихся криволинейных жилок, осложненных частыми раздувами и пережимами (фиг. 13).



Фиг. 13. Колломорфная текстура лимонита по пирротину. Курган, тело № 10. **Натуральная величина.**



А



Б

Фиг. 14. Ветвистая текстура лимонита по пирротину (А), являющаяся псевдоморфным образованием по «перистому» марказиту (Б). Курган, тело № 10. **Натуральная величина.**

Размеры отдельных стяжений колеблются в диаметре от долей миллиметра до 3—4 мм.

Текстура отличается от широко развитых переотложенных колломорфных текстур следующими признаками:

- 1) имеет более тонкое строение;
- 2) в плане рисунок не имеет определенной ориентировки, в отличие от колломорфной переотложенной текстуры, имеющей обычно полосчатое строение;
- 3) сочетается с участками каркасного лимонита по другим сульфидам, ассоциирующим с пирротинном в первичной руде. Каркасная текстура, как правило, среди колломорфного переотложенного лимонита не встречается.

Ветвистая текстура лимонита по пирротину представляет группы переплетающихся прожилков кремнистого лимонита, как бы растущих из одного центра. По рисунку текстура больше всего напоминает тонкий, прихотливый ажур густого кустарника, сбросившего свои листья (фиг. 14).

Промежутки ветвистой текстуры выполнены рыхлым и мажущимся лимонитом от бурого до черного цвета. Толщина отдельных «веток» текстуры колеблется в широких пределах — от долей миллиметра до 2—3 мм. В толстых стенках текстуры иногда встречаются реликтовые очень мелкие зернышки сохранившегося от окисления марказита.

ВЫВОДЫ

1. Индикаторные лимониты, сформированные по определенным сульфидам, имеют вспомогательное значение при оценке слабо проработанных зон окисления, но являются единственным средством для оценки интенсивно выщелоченных выходов.

2. Среди большого ряда текстур лимонита главной индикаторной разностью является каркасная текстура, разделяющаяся на два типа — ящичный и губчатый.

3. Каркасная текстура индикаторных лимонитов лучше всего формируется в породах, умеренно нейтрализующих кислые растворы. Может быть совсем не образована среди инертного материала и менее отчетлива среди пород, обладающих высокой степенью нейтрализации.

4. В комплексных месторождениях происходит смешение различных индикаторных лимонитов, затрудняющее их расшифровку. Примесь пирита, достигающая размера более одной четверти общего объема сульфидов, создает такое количество рыхлого недиагностируемого лимонита, которое не позволяет количественно оценивать выход полиметаллического месторождения. В этом случае возможна лишь фиксация наличия галенита и сфалерита в первичной руде.

5. Универсальными индикаторными текстурами лимонита по галениту являются: кливажная, алмазно-петельчатая и пирамидальная ящичные текстуры. Локальными типами являются: клетчато-губчатая, разорванная ячеистая и лучистая текстуры.

6. По церусситу формируется неполно-шлаковый корковый лимонит, имеющий большое значение при оценке выходов; по англезиту — рельефный лимонит, не отличающийся от продуктов окисления многих железосодержащих минералов.

7. Универсальными индикаторными типами лимонита по сфалериту являются: лимонит ячеистый ящичной и ячеистой губчатой текстуры. Лимонитовый мох является, по видимому, локальным индикаторным типом.

8. По смитсониту отчетливые индикаторные лимониты не образуются. В связи с этим оценивать в первичной руде содержание цинка труднее, чем содержание свинца.

9. По пирротину в зоне окисления формируются колломорфный и ветвистый индикаторные лимониты.

П. В. КАЛИНИН

О ШАРООБРАЗНОЙ ФОРМЕ ВЫДЕЛЕНИЙ ГРАФИТА

Во многих месторождениях графита наблюдаются своеобразные шаровые конкреции его с радиально-лучистым строением. В решении вопроса о генезисе такого рода шаровых выделений графита существуют различные толкования.

Г. Розе [5] и Н. И. Кокшаров [2] считали такие образования графита псевдоморфозами по какому-то ближе не определенному минералу. Это мнение долго держалось в минералогической литературе. В 1900 г. В. И. Вернадский и А. О. Шкляревский [1] посвятили специальное исследование вопросу шаровых выделений графита в Ильменских горах. Не соглашаясь с мнением Г. Розе и Н. И. Кокшарова, они считают, что графит представляет здесь не псевдоморфозы, а своеобразные выделения его из гранитной магмы. А. Г. Титов [4] также считает, что графит Ильменских гор связан с магматическими процессами, но при этом он допускает две фазы выделения графита: с одной стороны, он различает сферолиты, образовавшиеся в результате пневматолитических процессов, а с другой — выделения, происшедшие непосредственно из магматического расплава в более раннюю стадию дифференциации. Е. Костылева и А. Лабунцов [3], изучавшие Ботогольское месторождение, наблюдали здесь среди плотного графита полевошпатовые прожилки с оторочками листового графита. По их мнению, такой графит образовался под влиянием полевошпатовых внедрений за счет перекристаллизации плотного графита. Кроме того, указанные авторы наблюдали в плотном графите трубчочковидные и каплевидные образования листоватого графита радиально-лучистого строения, которые, по их мнению, возникли за счет газообразных соединений углерода, проникавших в плотный графит.

При обработке материала по Слюдянскому месторождению (южное Прибайкалье) нам пришлось наблюдать графит как в виде шаровых выделений, так и в виде чешуек среди архейских кристаллических известняков (мраморов) без видимого участия магматического расплава. Графит в архейском метаморфическом комплексе Слюдянки имеет широкое распространение. Кроме мраморов, он встречается в биотитовых и биотито-гранатовых гнейсах, кварцево-диопсидовых породах и пегматитах. Количество графита, иногда даже в пределах одной и той же породы, весьма непостоянно. Чаще всего он встречается в мраморах, реже в биотитовых и биотито-гранатовых гнейсах и очень редко в кварцево-диопсидовых породах и пегматитах.

В настоящей статье мы не задаемся целью дать полную характеристику графита Слюдянского района, а ограничимся описанием лишь одного обнажения мраморов, в котором графит встречается в двух формах — в виде листочков и в виде шаровых выделений.

Указанный выход мраморов расположен на левом берегу рч. Слюдянки, в 2,5—3 км от впадения ее в оз. Байкал, слева от тропы, где начинается подъем к копи Якунина. Здесь небольшой пласт крупнозернистых мраморов, мощностью около 2 м, зажат между биотитовыми гнейсами. Мрамор светлосерый, с большим количеством включений кварца и графита; реже встречаются в нем светлозеленые зерна диопсида и бесцветные зерна тремолита. Включения кварца весьма разнообразны, начиная от микроскопических зерен до прожилков в 10 см.

Форма кварцевых включений различна: это то круглые, как бы оплавленные зерна, то губкообразные, пористые, причудливых очертаний скопления, то, наконец, похожие на прожилки впаи. Характер включений кварца можно хорошо наблюдать на выветрелой поверхности мраморов (фиг. 1) или же при обработке штуфа мрамора соляной кислотой.

Графит в мраморах распределен неравномерно. Наиболее крупные скопления его наблюдаются вокруг больших включений кварца, на котором он образует как бы чехол из мелких чешуек.

Чем меньше зерна кварца, тем меньше вокруг них чешуек графита. Количество графита в кварцевых зернах всегда меньше, чем в окружающих их мраморах. При этом устанавливается следующая закономерность: графит, включенный в кальците мраморов, имеет всегда форму чешуек, а включенный в кварц — присутствует в виде шариков с радиально-листоватой структурой.

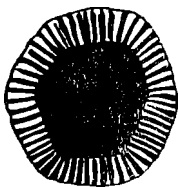
При просмотре большого количества образцов как из описанного, так и из других обнажений Слюдянского района ни разу не приходилось видеть, чтобы в кальците графит имел шаровые выделения; в этом случае графит наблюдается только в виде чешуек. Чешуйки обычно имеют ясную шестиугольную форму. В крупных листочках почти всегда наблюдается вторая спайность по (1011). От пересечения линий этой спайности пластинки покрываются равносторонними треугольниками. Большинство чешуек несет следы механического воздействия, о чем можно судить по изогнутым или сдвинутым друг по отношению к другу пластинкам.

Графит среди кварцевых участков встречается как в виде пластинок, так и в виде шаровых выделений. В первом случае чешуйки графита зажаты между зернами кварца и следуют изгибам этих зерен. Во втором случае графит находится в виде включений в самом кварце. Включения представляют более или менее правильные шарики, лишь иногда слегка сплюснутые. Диаметр их самый различный — от долей миллиметра до сантиметра. Строение радиально-лучистое; отдельные лучи состоят из пластинок кристаллического графита. Внутри некоторых шариков сохранились пластинчатые кристаллы графита, иногда с ясными гексагональными контурами (фиг. 2). В шариках графита иногда встречаются зерна кварца и в редких случаях — пустотки. Совершенно такого же вида шаровые выделения графита нами наблюдались в тремолите и диопсиде.



Фиг. 1. Включения кварца в мраморе.
Уменьшено в 5 раз.

Широкое распространение графита в метаморфических породах Слюдянского района указывает на его сингенетичность с этими породами. Вероятнее всего графит Слюдянки образовался при процессах регионального метаморфизма. Что же касается шаровых выделений графита, то их следует рассматривать скорее как результат перекристаллизации уже ранее существовавших пластинок и чешуек графита под влиянием кремнекислых растворов. Это подтверждается, с одной стороны, наличием шаровых выделений графита только внутри зерен кварца и силикатов, а с другой — наличием реликтов, графита, представленных гексагональными пластинками, окруженными радиально-листоватыми оторочками графита второй генерации.



Фиг. 2. Кристалл графита, окруженный каемкой радиально-лучистого графита. $\times 3$.

Аналогичные шаровые выделения графита встречаются в полевом шпате из пегматитовой жилы копи Якунина. По своему строению они ничем не отличаются от шариков графита, которые наблюдались в кварцевых зернах из мраморов описанного выше обнажения, и от шаровых выделений из Ильменских гор, где они лишь больше по размерам. Очевидно, генезис шаровых выделений графита в пегматитах будет мало отличаться от выделений графита в кварце из архейских мраморов. По нашему представлению, графит пегматитовых жил захвачен из графитовых сланцев, среди которых они залегают.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вернадский В. И. и Шкляревский А. О. О шаровых выделениях графита из Ильменских гор. БМОИП, 1900.
2. Кокшаров Н. И. Материалы для минералогии России. Т. IV, 1862; т. VI, 1872.
3. Костылева Е. и Лабунцов А. К минералогии Ботокольского гольца. Материалы к изучению русского графита. Мат. для изуч. естеств. произв. сил СССР, № 55, 1925.
4. Титов А. Г. Графит с рч. Черемшанки в Ильменских горах. Тр. Ильменск. заповед., вып. 5, 1936.
5. Rose G. Monatsberichte d. Preuss. Akad. d. Wiss., 1872.

Н. И. КУЛИЧИХИН

ТИПИЗАЦИЯ ГОРНО-ПРОХОДЧЕСКОГО ОБОРУДОВАНИЯ

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

В горно-разведочной практике механизация развита слабо и характеризуется весьма низким техническим уровнем (низкое качество применяемого оборудования, малая пригодность его для разведочных условий, необеспеченность запасными частями, слабая квалификация обслуживающего персонала). Из отчетных материалов разведочных организаций видно, что коэффициент использования основного горно-проходческого оборудования в ряде случаев составляет 40—50%; простои оборудования из-за отсутствия горючего и запасных частей достигают 20—30%; технико-экономические показатели низки, а стоимость проходок высока. Поэтому в деле механизации горно-разведочных работ необходима коренная перестройка как в части обеспечения работ соответствующим оборудованием, так и в части надлежащего использования этого оборудования.

Основной задачей механизации горно-разведочных работ является организация производства: 1) комплектного горно-проходческого оборудования, соответствующего производственным процессам горно-разведочных работ, и 2) экономичных и удобных в эксплуатации энерго-силовых установок. Обе указанные проблемы, учитывая условия геолого-разведочных работ, должны разрешаться предпочтительно на базе электрификации в направлении осуществления комплексной механизации работ в масштабе разведочной партии.

Комплексная механизация дает возможность достижения высокой производительности труда и больших скоростей проходок, экономии рабочей силы, снижения стоимости работ и приводит к ускорению сдачи в эксплуатацию разведываемых месторождений.

Преимущества электрификации по сравнению с другими способами механизации объясняются следующим:

1) высоким коэффициентом использования электроэнергии в рабочем механизме;

2) легкостью и экономичностью трансформации электроэнергии в механическую, световую, тепловую и т. д., обеспечивающей эффективное ее использование при разнообразных проходческих процессах (водоотлив, подъем, для вентиляции, освещения, для обеспечения нужд подсобных хозяйств, бытовых нужд партий и т. п.);

3) легкостью и экономичностью передачи электроэнергии на значительные расстояния, что в условиях разведочных работ часто весьма ценно, поскольку при разведке нередко приходится иметь дело с мало-мощными установками и механизмами, значительно удаленными друг от друга и часто перебрасываемыми с места на место.

Единственным существенным препятствием на пути полной электрификации горно-разведочных работ является отсутствие электроперфораторов, вполне пригодных для бурения шпуров в крепких породах. Однако последние усовершенствования конструкций ударно-вращательных электроперфораторов, появление электроперфораторов системы инж. Н. М. Батуева и др., а также работы по повышению качества твердых сплавов для армирования буров позволяют надеяться, что это препятствие будет преодолено.

При решении задачи комплексной механизации горно-проходческих работ основным вопросом является установление типового оборудования как для проходческих процессов, так и для энерго-силового хозяйства. Для этого, в свою очередь, необходимо установление критериев механизации отдельных проходческих процессов и типов горно-разведочных работ по масштабам потребной для их механизации мощности оборудования, так как первое позволит подойти к решению вопроса типизации рабочих механизмов, а второе даст возможность решить задачу типизации энерго-силового оборудования.

А. ОСНОВНЫЕ КРИТЕРИИ МЕХАНИЗАЦИИ ОТДЕЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ ПРОХОДКИ И ТИПОВОЕ ОБОРУДОВАНИЕ

Важнейшими по трудоемкости и значимости производственными операциями являются: 1) отделение породы от забоя, 2) уборка породы (включая транспортировку по горизонтальным путям и подъем по стволу шахты) и 3) водоотлив.

Расход мощности на вентиляцию, освещение и механизацию некоторых элементов подсобных хозяйств обычно бывает невелик, и соответствующее оборудование не является профилирующим.

1. ОТДЕЛЕНИЕ ПОРОДЫ ОТ ЗАБОЯ

Отделение породы от забоя в зависимости от физико-механических свойств проходимых пород производится без применения или с применением взрывчатых веществ. В первом случае отделение породы от забоя производится непосредственно с помощью ручных горных инструментов (лопат, кайл, клиньев, ломов) или с помощью тех или иных механизмов (отбойные молотки, пневматические лопаты и т. д.). Во втором случае забой предварительно обуривается ручным или механическим способом, затем после взрывания порода разбирается и убирается из забоя.

Для определения потребной мощности оборудования и его типов при механизации разборки и бурения шпуров примем, что в забоях при сечении до 4 м^2 будет работать по одному молотку и одному перфоратору и при сечении больше 4 м^2 — по два, а расход энергии на одну машину.

на отбойный молоток электрический	1—2 <i>квт.</i>
” ” ” пневматический	6 ”
” перфоратор электрический (вращательный)	1—2 ”
” ” пневматический (ударный)	12 ”

Потребное количество машин определяется, исходя из размеров поперечных сечений горных выработок.

Типовые сечения горизонтальных и вертикальных выработок приведены в табл. 1.

Наименования выработок	Шурфы	Шахты	Штольнеобразные выработки
Размеры сечений $m \times m = m^2$	$1,0 \times 1,0 = 1,0$ $1,0 \times 1,25 = 1,25$ $1,0 \times 1,5 = 1,5$ $1,25 \times 1,6 = 2,0$ $1,40 \times 1,8 = 2,5$	$1,6 \times 2,5 = 4,0$ $1,6 \times 3,8 = 6,0$	$1,0 \times 1,7 = 1,7$ $\frac{1,4 + 1,6}{2} \times 1,8 = 2,7$ $\frac{1,6 + 2,0}{2} \times 2,0 = 3,5$

По способам механизации производственных операций, связанных с отделением породы от забоя, и потребной при этом мощности можно наметить следующие типы горно-разведочных работ:

1. Работы в породах 1—2-й категорий ЕТН.

Малые объемы работ. Механизация не дает существенных преимуществ.

1а. Работы в породах 1—2-й категорий ЕТН.

Большого масштаба канавные работы. Механизация целесообразна. Применяются канавокопатели.

2. Работы в породах 3—5-й и частично 6-й категорий ЕТН.

Механизация отбойки породы с помощью электрических и пневматических молотков и лопат. Потребная мощность на забой:

при электрических молотках (1—2 шт.) 1—2 кВт
 » пневматических » (1—2 шт.) 6—12 »

Механизация бурения шпуров с помощью электросверл и пневматических перфораторов. Потребная мощность на забой:

при электросверлах (1 шт.) — до 2 кВт
 » пневматических перфораторах (1 шт.) — до 13 »

3. Работы в породах 6—7-й категорий ЕТН.

Механизация бурения шпуров электросверлами и отбойка породы электрическими отбойными молотками. Потребная мощность на забой:

на бурение — до 2 кВт
 » отбойку — » 1 »

При наличии сжатого воздуха бурение шпуров легкими пневматическими перфораторами и разборка с помощью пневматических молотков. Потребная мощность на забой:

на бурение — до 12 кВт
 » разборку — » 6 »

4. Работы в породах 8—10-й категорий ЕТН.

Механизация бурения шпуров ударно-вращательными электрическими перфораторами и механизация разборки электрическими отбойными молотками. Потребная мощность на забой:

на бурение — 3 кВт
 на отбойку и разборку — 1 »

При наличии сжатого воздуха бурение шпуров пневматическими перфораторами и разборка и отбойка породы пневматическими отбойными молотками. Потребная мощность на забой:

на бурение — 12 кВт
 на разборку и отбойку — 6 »

5. Работы в породах 11—14-й категорий ЕТН.

Механизация бурения шпуров пневматическими перфораторами. Потребная мощность на забой при 1—2 перфораторах от 12 до 24 кВт.

Потребная мощность на забой при всех типах и видах работ составляет: при использовании электрооборудования — около 2—3 квт, при использовании пневматического оборудования — около 16—18 квт.

2. УБОРКА ПОРОДЫ

При проходке горных выработок в сыпучих и мягких породах процесс уборки породы обычно совмещается с процессом разработки (разрыхление и отделение породы), а в крепких породах этот процесс выполняется самостоятельно, вслед за взрывными работами. Характер процесса уборки породы в основном зависит от направления горной выработки (горизонтальные, вертикальные и наклонные).

При горизонтальных горных выработках погрузка породы производится в тачки или вагонетки, а откатка, в зависимости от степени интенсивности уборки груза и подачи порожняка, осуществляется или непрерывно или периодически (перерывы на время погрузки и маневрирования с подачей порожняка).

При уборке породы из вертикальных горных выработок применяется прерывистый подъем (в бадьях, клетях и скипах). В настоящее время поставлен вопрос об осуществлении подъема бесконечными транспортерами и шнеками, а также сжатым воздухом.

Если в горизонтальных горных выработках механические грузчики уже пользуются широким распространением, то в вертикальных горных выработках они (грейферные устройства) встречаются очень редко, обычно в случаях проходки выработок больших сечений.

Уборка породы в забое вообще является трудоемким процессом и занимает от 50—60% (при проходке горных выработок с буровзрывными работами) до 90% (при проходке горных выработок в мягких и сыпучих породах) всего времени проходческого цикла.

Комплексная и высокопроизводительная механизация проходческих работ при разведках находит слабое развитие главным образом из-за того, что фронт работ (число одновременно действующих забоев) обычно мал. Это обстоятельство не дает возможности полностью использовать, в частности погрузочное оборудование.

В практике горного дела при добыче полезных ископаемых механизация погрузочных работ в горизонтальных выработках осуществляется главным образом тремя видами машин: скреперными установками, машинами-навалщиками и механическими одночерпаковыми лопатами. Производительность этих механизмов зависит от их размеров и мощности.

При обычных условиях разведочных работ число одновременно действующих и близко расположенных друг от друга забоев бывает невелико (порядка 2—3). Если принять, что максимальная площадь забоев разведочных горизонтальных выработок около $3,5 \text{ м}^2$, а уходка за цикл $1,25 \text{ м}$, то при уборке в смену в 2—3 забоях потребуется отгрузить: $(2-3) \times 3,5 \times 1,25 = 8,8 - 13,2 \text{ м}^3$ породы в массиве или при коэффициенте разрыхления, равном 2, от $17,6$ до $26,4 \text{ м}^3$ разрыхленной породы. При 2—3 перестановках погрузочной машины из забоя в забой, на что потребуется около 1,5—2 часов, часовая производительность машин должна быть $20 : (6 - 2) = 20 : 4 = 5 \text{ м}^3$ разрыхленной массы или сменная производительность — около 30 м^3 . Для указанной производительности погрузки могут быть использованы скреперные грузчики с емкостью скрепера $0,3 \text{ м}^3$. Производительность погрузочных машин типа Эймко больше, чем требуется в разбираемом случае, почти в 10 раз, и, следовательно, использование этого грузчика будет далеко не полным.

Два-три одновременно действующих забоя при двухциклической работе в сутки будут равняться 4—6 одновременно действующим забоям, како-

вое число в разведочной практике является весьма редким. И если при этом числе забоев целесообразно применение скреперных грузчиков с емкостью скрепера 0,3 м³, то для более типовых случаев, при меньшем числе одновременно действующих забоев, будут достаточны скреперные грузчики с емкостью скрепера 0,2—0,15 м³. Потребная мощность моторов соответственно должна быть порядка 3—4 л. с.

В комплект скреперного грузчика входят: полук-тележка с лебедкой, опорный ролик и два каната (головной и хвостовой). Для удобства и быстроты закрепления опорного ролика в комплект следует вводить винтовую или пневматическую распорную стойку.

Таким образом, для разведочной практики скреперные грузчики должны быть несколько меньшей мощности и иметь меньшие габариты по сравнению даже с малыми моделями существующих грузчиков этого типа.

Что касается механизации уборки породы в вертикальных горных выработках, то для разведочных работ соответствующего оборудования пока не имеется. Эту задачу, очевидно, придется решать путем применения небольших грейферов, которыми надлежит производить и подъем породы без перегрузки ее в подъемные сосуды.

В качестве прототипов погрузочных установок для горизонтальных выработок можно указать установки фирм Ингерсоль Ранд и Сулливан с полками типа Осана. Характеристика лебедки для этих установок с электромоторным приводом дана в табл. 2.

Таблица 2

Тяговое усилие, кг	Скорость каната, м/сек	Мощность л. с.	Габариты, мм			Вес, кг	Фирма
			длина	ширина	высота		
300	0,5	2	800	320	370	110	Ингерсоль Ранд
300	0,8	3	980	320	370	175	" "
450	0,8	5	980	320	370	175	" "
750	0,8	7,5	1070	470	490	340	" "
900	0,6	7,5	1070	470	490	340	" "
450	0,5	3,0	495	300	365	80	Сулливан
900	0,63	7,5	610	375	460	157	" "

Для некоторых случаев может быть рекомендован переносный транспортер П-7 завода «Свет шахтера» весом 197 кг.

Транспортировка породы по горизонтальным путям. Транспортировка добытого материала от забоя в рудный штабель или отвал может производиться в один прием (подъем при проходке вертикальных выработок, откатка по штольне) или в несколько приемов (откатка в подземных выработках к стволу, подъем по стволу, откатка на поверхности).

Механизация откатки, ввиду небольших расстояний и незначительного числа одновременно действующих забоев, обычно бывает нецелесообразна; при ручной откатке в вагонетках можно обслужить за 6-часовую смену 1,5—2 забоя (8—9 м³ разрыхленной породы с погрузкой).

При ручной откатке могут употребляться с успехом принятые в настоящее время стандартные откаточные сосуды: тачки и вагонетки.

Подъем породы по вертикальным горным выработкам. Интенсивность подъема определяется числом одновременно действующих забоев. Рассмотрим случаи подъема при проходке одной вертикальной выработки и при проходке вертикальной выработки с несколькими подземными выработками. При стандартных сечениях, средней крепости пород и средней производительности бурения шпуров количество оторванной породы с одной заходки колеблется от 2 до 8 м³ (табл. 3).

Таблица 3

Типовое сечение выработки $M \times M = M^2$	Число шпуров на забой	Средняя длина шпурового комплекта, M	Число перфораторов	Потребное время на обустройство забоя, смена	Количество оторванной породы (разрыхленной массы), M^3
$1,0 \times 1,0 = 1,0$	4	5	1	0,3	2,0
$1,0 \times 1,25 = 1,25$	4	5	1	0,3	2,5
$1,0 \times 1,5 = 1,5$	5	6,25	1	0,45	3,0
$1,25 \times 1,6 = 2,0$	7	8,75	1	0,60	4,0
$1,4 \times 1,8 = 2,5$	8	10,0	1	0,65	5,0
$1,6 \times 2,5 = 4,0$	13	16,0	1	1,10	8,0
$1,6 \times 3,8 = 6,0$	18	22,5	2	0,75	12,0

При составлении табл. 3 принято:

а) число шпуров из расчета площади на 1 шпур $0,3 M^2$ при площади забоя до $4 M^2$ и $0,35 M^2$ при площади забоя более $4 M^2$;

б) глубина шпуров в среднем $1,25 M$, уходка $1 M$;

в) коэффициент разрыхления в среднем $2,0$;

г) сменная производительность перфоратора (легкие джеки) при работе в породах 8—9-й категорий, при каленых бурах, $15 M$.

При расчете сменной производительности подъема породы время, потребное на один рейс при однобадейном и при двухбадейном подъеме, при глубине вертикальных выработок от 20 до $80 M$ принято одинаковым.

В табл. 4 приводятся результаты подсчета продолжительности подъема для выдачи различных объемов породы при применении бадей различных емкостей.

Таблица 4

Количество разрыхленной породы, M^3	Емкость бадей, M^3									
	0,06—0,05		0,12—0,10		0,22—0,20		0,5—0,45		1,0—0,9	
	число рейсов	продолжительность подъема, час.	число рейсов	продолжительность подъема, час.	число рейсов	продолжительность подъема, час.	число рейсов	продолжительность подъема, час.	число рейсов	продолжительность подъема, час.
2,0	40	3	20	1,7	10	1,3	4,5	0,8	2,0	0,45
3,0	60	4,5	30	2,5	15	2,0	6,7	1,1	3,0	0,7
4,5	80	6,0	40	3,4	20	2,6	9,0	1,6	4,0	0,9
5,0	—	—	50	4,2	25	3,25	11,25	1,9	5,0	—
8,0	—	—	80	6,8	42	5,2	18,0	3,2	8,0	1,8
12,0	—	—	—	—	60	7,8	27,0	4,5	12,0	2,7
15,0	—	—	—	—	—	—	35,0	6,0	15,0	3,5
20,0	—	—	—	—	—	—	45,0	8,0	20,0	4,5
25,0	—	—	—	—	—	—	55,0	9,5	25,0	6,0

Примечание: Среднее время на рейс принято:

при подъеме бадьями емкостью	0,06	M^3 —	250	сек.
"	"	"	300	"
"	"	"	450	"
"	"	"	600	"
"	"	"	800	"

Исходя из данных табл. 4, следует рекомендовать применение бадей следующих емкостей:

при сменной выдаче от 2 до 4 м ³ — бадьи емкостью 0,06 м ³
» » » » 8 » — » » 0,12 »
» » » » 12 » — » » 0,22 »
» » » » 15 » — » » 0,50 »
» » » » 25 » — » » 1,0 »

В табл. 5 представлены потребные мощности в л. с. при различных режимах подъема стандартными бадьями.

Таблица 5

Емкость бадей, м ³	Система подъема	Мощность подъемного оборудования, л. с.			
		скорость подъема, м/сек			
		0,5	1,0	1,5	2,0
0,06	Однобадейная	1,42	2,84	4,26	5,68
	Двухбадейная	1,2	2,4	3,6	4,8
0,12	Однобадейная	2,4	4,8	7,2	9,6
	Двухбадейная	2,0	4,0	6,0	8,0
0,22	Однобадейная	4,2	8,4	12,6	16,8
	Двухбадейная	3,4	6,8	10,0	13,6
0,5	Однобадейная	11,5	23	34,5	46,0
	Двухбадейная	7,8	15,5	22,5	31,0
1,0	Однобадейная	21,0	42,0	63,0	84,0
	Двухбадейная	14,8	29,6	44,4	59,2

В зависимости от условий производства вертикального транспорта (производительность, интенсивность, глубина и т. д.) можно наметить следующие типовые случаи подъема:

1. Подъем производится с малых глубин (до 20—30 м) из шурфов и мелких разведочных шахт без рассечек или с незначительно развитой системой подземных горных выработок. Емкость бадей 0,12—0,22 м³. Средняя скорость подъема не более 1 м/сек, максимальная — 1,5 м/сек.

2. Подъем производится со средних глубин (от 30 до 60 м) из разведочных шахт с развитой системой подземных горных выработок. Емкость бадей 0,22—0,5 м³. Средняя скорость подъема 1,5 м/сек, максимальная — до 2,0 м/сек.

3. Подъем производится со значительных глубин (80 м и более) из шахт со значительно развитой системой подземных выработок. Емкость бадей 0,22—0,5 м³ и иногда в 1 м³. Средняя скорость подъема 1,5 м/сек, максимальная — до 2,0 м/сек.

3. ВОДООТЛИВ

Приток воды при проходке горно-разведочных выработок колеблется в очень широких пределах — от нескольких кубометров до десятков кубометров в час при неглубоких одиночных выработках и от нескольких десятков до сотен кубометров в час при шахтной системе разведок с развитой сетью подземных горных выработок в водообильных породах.

В табл. 6 указаны типичные случаи водоотливных режимов с подсчетом потребной производительности и мощности насосов.

Высота подъема воды, м	Приток воды, м ³ /час	Потребная производительность насоса, м ³ /час	Расход мощности, л. с.	
			средний	максимальный
20—30	От 1—2 до 10	5—30	1—2	До 5
30—80	От 1—2 до 10	5—30	5	До 15
80 и более	От 1—2 до 10	5—30	—	—
20—30	10—30	30—90	5	До 15
30—80	10—30	30—90	15	45
80 и более	10—30	30—90	—	—
20—30	30—60	90—180	15	До 30
30—80	30—60	90—180	30	До 90
80 и более	30—60	90—180	—	—
20—30	60—100	60—100	20	До 60
30—80	60—100	60—100	50	До 180
80 и более	60—100	60—100	—	—

Примечание: Потребная производительность и мощность насосов рассчитаны исходя из откачки суточного притока воды за 8 часов работы насоса.

При притоке воды в выработки до 1 м³/час без свободного стока вода может выдаваться в подъемных сосудах или с помощью ручных насосов.

Б. ТИПЫ ГОРНО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ ПО МАСШТАБАМ МОЩНОСТИ ОБОРУДОВАНИЯ, ПОТРЕБНОЙ ДЛЯ МЕХАНИЗАЦИИ ЭТИХ РАБОТ

При решении вопроса комплексной механизации необходимо учитывать характер горно-разведочных работ (глубина, количество и концентрация горных выработок), который зависит от поставленных перед разведкой задач, от геологических условий разведываемого месторождения, а также от интенсивности производства разведочных работ (срок). Основываясь на приведенных выше средних критериях механизации отдельных процессов, можно, учитывая наиболее типовые случаи группировок горных выработок, наметить следующие типы горно-разведочных работ по мощности оборудования, потребного для механизации наиболее трудоемких процессов:

I тип. Горно-разведочные работы небольшого масштаба, ведущиеся мелкими разведочными партиями (отрядами) в одной точке (один-два забоя) или последовательно в ряде точек. Работы обычно непродолжительны. Оборудование должно часто перебрасываться по объектам. Возможны следующие варианты механизации:

а) Проходка одной штольни с рассечками или без них. Подъем и водоотлив отсутствуют. Механизируется бурение шпуров, частично разборка и погрузка, вентиляция; освещение электрическое.

б) Проходка глубокого шурфа или разведочной шахты с небольшим количеством подземных выработок (при одновременном подвигании одного-двух забоев). Механизируется бурение шпуров, подъем, водоотлив, вентиляция; освещение электрическое.

Силовая станция должна располагаться вблизи проходимой выработки. Ввиду частых перебросок станция должна быть передвижной.

II тип. Горно-разведочные работы среднего масштаба, ведущиеся разведочной партией или крупным отрядом одновременно в нескольких точках месторождения (3—6 забоев). Продолжительность работ не менее

одного летнего сезона, иногда год и более. Варианты работ аналогичные таковым I типа, но большего масштаба (большее число забоев).

Силовая установка может быть передвижного и стационарного типа; располагаться должна по возможности вблизи основного объекта.

III тип. Горно-разведочные работы крупного масштаба, ведущиеся крупными, нередко стационарными разведочными партиями и сосредоточенные обычно на одном детально разведываемом месторождении. Иногда попутно разведывается серия соседних рудных точек. Работы продолжаются иногда в течение ряда лет и оканчиваются часто передачей месторождения в эксплуатацию. Варианты работ аналогичны таковым двух предыдущих типов.

Силовые станции в основном стационарные.

1. ТИПЫ ЭЛЕКТРОСТАНЦИЙ

В намеченных типах горно-разведочных работ могут быть довольно разнообразные комбинации видов работ как по характеру выработок и их протяженности, так и по режиму отдельных производственных процессов и операций: в частности могут предъявляться различные требования к скорости подъема из вертикальных выработок; могут быть различные притоки воды в выработках; предварительная разборка породы в забое в одних случаях может быть необходимой, в других — излишней. Кроме того, при решении вопроса степени механизации работ решающую роль играет установленный заданием срок производства работ.

Все эти многочисленные комбинации в той или иной мере будут влиять на мощность выбираемой силовой станции, однако, при выборе средних типовых мощностей станций следует ориентироваться на некоторые средние условия, так как в противном случае число типовых станций будет велико.

Для средних условий разберем два вида работ: группу горизонтальных горных выработок с различным числом одновременно действующих забоев (от одного до трех) и группу выработок вертикальных и вертикальных вместе с горизонтальными с различным числом одновременно действующих забоев (от одного до двух).

Число забоев от одного до трех в громадном большинстве случаев разведочной практики будет максимальным, так как одновременность по одним и тем же операциям означает при двухциклической работе до шести забоев в действии; такого крупного масштаба работы могут иметь место только в весьма редких случаях.

В тех случаях, когда разведка будет вестись несколькими такими группами (две штольни с рассечками, два шурфа, два шурфа с рассечками и т. п.), выводы, сделанные для каждой из групп, могут быть распространены и на комплексы групп.

При рассмотрении указанных групп работ приняты следующие условия:

1. Продолжительность обуривания комплекта шпуров на один забой — одна смена.

2. Для выработок с площадью забоя до 6 м^2 число перфораторов — один и при большей площади — два. Учитывая, что при вертикальных выработках можно применять более тяжелые и более производительные перфораторы, время на бурение шпурового комплекта — одна смена при одном перфораторе.

3. Три варианта механизации бурения шпуров: электросверлами, ударно-вращательными электрическими перфораторами и ударными пневматическими перфораторами.

4. Применение электро- и пневмоотбойных молотков для обеспечения

и ускорения работ по уборке породы. Работа в течение смены периодическая.

5. Механизация погрузки только при горизонтальных горных выработках при коэффициенте одновременности процесса, равном 3.

6. Мощности для подъема и водоотлива вычислены в соответствии с указанными выше для этих процессов режимами.

7. Мощность на освещение рассчитана с учетом двух-трех ламп на каждый забой и освещения рудничного двора и откаточных выработок.

В табл. 7 дается сводка потребных мощностей для указанных групп работ, причем мощности на процессы подъема, водоотлива, на вентиляцию и освещение вычислены с учетом использования для их механизации электроэнергии.

Из этой таблицы следует:

1. При электрическом оборудовании мощности станций в 2—3 раза меньше, чем при пневматическом оборудовании; эта разница значительно снижается с увеличением мощности на подъем и водоотлив.

2. Выведенные средние мощности станций могут быть уменьшены при вертикальных выработках в том случае, когда буровые процессы не совпадают по времени с подъемом.

3. При использовании для подъемников и насосов в качестве энергии пара и сжатого воздуха мощность станций должна быть больше, чем указанная в таблице.

4. Мощность электростанций в среднем заключается в пределах от 5 до 70 квт.

Рассматривая приведенные в таблице основные варианты мощностей электростанций, можно наметить следующие основные типы центральных электростанций:

I тип	—	мощность	5 квт
II	"	"	15 "
III	"	"	25 "
IV	"	"	35 "
V	"	"	55 "
VI	"	"	70 "

2. ТИПЫ ПЕРВИЧНЫХ ДВИГАТЕЛЕЙ ДЛЯ СИЛОВЫХ УСТАНОВОК

Выбор типовых двигателей должен базироваться на максимальном использовании местных топливных и других энергетических ресурсов. При этом положении будет обеспечиваться: экономичность работы энерго-силовых установок, ликвидация простоев из-за несвоевременного и недостаточного снабжения привозным топливом, освобождение транспортных средств от перевозок горючего.

В практике геолого-разведочных работ в качестве первичных двигателей могут быть использованы:

1) двигатели внутреннего сгорания, работающие на жидком горючем (нефть, керосин, бензин);

2) двигатели внутреннего сгорания, работающие на газе, получаемом в газогенераторах (древесных, древесно-угольных, каменноугольных, торфяных-брикетных);

3) паровые машины с паровыми котлами, работающими на местном топливе;

4) гидротурбины, использующие энергию рек, водопадов и высокогорных водоемов, расположенных в районах разведочных работ;

5) ветродвигатели, главным образом в качестве подсобных источников энергоснабжения в районах с постоянными и сильными ветрами.

В условиях разведочных работ ведущую роль играют тепловые двигатели, причем впредь до освоения малогабаритных паровых котлов

Наименование выработок	Число забоев в одно- временной работе	Потребная мощность, квт														
		разборка породы		бурение шпуров		уборка породы скрепером	подъем	водоотлив (средний приток)	вентиляция	освещение	опробование	итого		средняя мощность Центральных станций		
		электроот- бойный мо- лоток	Пневмати- ческий от- бойный мо- лоток	электро- сверла	электро- ударно-вра- щательный перфоратор							пневмати- ческий перфоратор	при электрообо- рудовании	при пнев- матическом оборудова- нии	мини- мальная	макси- мальная
Штольня без расщечек.	1	2	6	1	3	13	—	—	—	0,5	0,25	—	3,75—5,75	19,75	5	15
Штольня с расщечками	2	4	12	2	6	26	—	—	—	1,0	0,25	—	7,25—11,25	39,25	7	25
То же.	3	6	18	3	9	39	7	—	—	2,0	0,5	2	18,5—24,5	68,5	12	50
Шурф глубиной до 20 м сечения 3,5 м ² без рас- щечек.	1	2	6	1	3	13	—	2,5	5	3,0	0,5	—	14,0—16,0	30,0	12	25
Шурф глубиной до 40 м сечения 6,5 м ² без рас- щечек	1	2	6	1	3	13	—	5,0	15	4,0	0,5	—	27,5—30,0	43,5	20	35
Шурф глубиной до 40 м сечения 6,5 м ² с расщечками	2	4	12	2	6	26	—	10,0	20	6,0	1,0	2	45,0—49,0	77,0	35	55
Шахта глубиной до 80 м сечения 6,5 м ² без рас- щечек	1	4	12	2	6	26	—	15,0	30	8,0	0,5	—	62,0—66,0	94,0	50	70
Шахта глубиной до 80 м сечения 6,5 м ² с расщеч- ками	2	4	12	2	6	26	—	25,0	35	10,0	1,0	2	76,0—80,0	108,0	55	70

особое внимание должно быть уделено газогенераторным установкам, применение которых будет обеспечивать возможность использования двигателей наиболее экономичных, легких по весу и транспортабельных.

Паросиловые установки должны найти себе широкое применение при разведках, в особенности в тех случаях, когда в районе работ заготовка топлива для газогенераторных установок будет почему-либо связана со значительными трудностями. Хотя паросиловые установки имеют меньший коэффициент полезного действия по сравнению с газогенераторными, но зато они обладают рядом других преимуществ, которые в некоторых случаях могут оказаться (при выборе типа первичного двигателя) решающими. К числу этих преимуществ в первую очередь относятся: а) простота конструкции и обслуживания; б) сравнительно невысокая стоимость оборудования; в) надежность в эксплуатации; г) приемистость и способность к перегрузкам; д) широкая степень регулировки по числу оборотов; е) возможность непосредственного использования пара в некоторых водоподъемниках (прямодействующие насосы и пульзометры) для оттаивания мерзлых грунтов и для бытовых нужд.

Двигатели внутреннего сгорания, работающие на жидком топливе, должны применяться в районах, в которых отсутствует местное твердое топливо и легко используемая гидроэнергия. Из этих двигателей предпочтение должно отдаваться полудизелям и дизелям.

Гидросиловые станции небольших и средних мощностей могут быть широко использованы для механизации разведочных работ в высокогорных районах (Кавказ, Средняя Азия, Забайкалье), особенно при сравнительно длительных сроках разведки (полгода, год и более).

При типизации центральных электростанций необходимо придерживаться, во-первых, однообразия электрооборудования с тем, чтобы обеспечить легкость замены одного первичного двигателя другим, и, во-вторых, принципа деления общей мощности на несколько агрегатов с целью более рационального регулирования работы станции при меняющемся потреблении энергии и с целью наиболее дешевого и удобного создания резерва мощности. Типовые первичные двигатели для выбранных выше шести типов электростанций приведены в табл. 8.

Таблица 8

Тип электро-станции	Мощность электростанции, кВт	Типы двигателей			
		двигатели внутреннего сгорания		паровой двигатель	гидроустановка
		жидкое топливо	газогенератор		
I	5	Нефтяной, 12 л. с., „Коммунист“; дизель, 10 л. с., Мелитополь	Установка СХ	Котел Шерендис, 200 кг; паровые машины: Смирнова, 10 л. с., Кийсто, 10 л. с., маши- на завода XI лет Ок- тябрьской Революции	Микрогэс
II	15	Нефтяной, 22 л. с., Токмак; Дизель, 25 л. с., Воронеж	Установки: ХТЗ—Т2Г, СХ, ГАЗ-42, ГАЗ—Г-21	Котлы: локомобиль А-В Шерендиса, 400 кг Сентинел; паровые машины: Смирнова, 20 л. с., машина завода XI лет Октябрьской Революции	

Тип электро-станции	Мощность электростанции <i>квт</i>	Типы двигателей			
		двигатели внутреннего сгорания		паровой двигатель	гидроустановка
		жидкое топливо	газогенератор		
III	25	Нефтяной, 35 л. с. Балаково; Дизель, 40 л. с. Мелитополь	Установки: ЗИС—21, ЗИС—НАТИ—Г-23	Котлы: локомотив П-1, Сентинел: паровая машина Смирнова, 30 л. с.	Френсис ВТ-1, Френсис ГТ, завод Калинина; Банки ВИГМ, Нальчик
IV	35	Дизель, 40 л. с., Мелитополь; Дизель, 50 л. с. Балаково; Дизель, 50 л. с. Воронеж; Нефтяной, 50 л. с. Мелитополь	Установки: Д-9, ДГ-11, ЛС-1—3, Г-25, ЗИС-21	Машина экскаватора СССМ—1'-II; локомотив М-1; автомобильные котлы и машины	
V	55	Дизель, 70 л. с., Воронеж; Нефтяной, 75 л. с., Первомайск	—	Локомотив П-2; автомобильные и тракторные котлы и машины	
VI	70	Дизель, 105 л. с., Воронеж	—	Локомотив ЛМ-V; автомобильные и тракторные котлы и машины	

Как уже отмечалось выше, ассортимент двигателей внутреннего сгорания, выпускаемых отечественными заводами, довольно разнообразен, и поэтому подбор первичного двигателя из этого класса двигателей не представляет особых затруднений. Что же касается других классов, то здесь ассортимент значительно ограничен, особенно это относится к паровым двигателям.

Поэтому задачами настоящего времени и ближайшего будущего являются: 1) проектирование, конструирование и изготовление паровых котлов и машин, удовлетворяющих требованиям разведочных работ, и 2) рационализация газогенераторных установок.

СОДЕРЖАНИЕ

Н. И. Николаев. О возрасте рельефа Центрального Кавказа и Предкавказья	3
М. В. Муратов. Очерк геологического строения северного склона Кавказа (в районе к югу от Кавказских Минеральных вод)	12
М. В. Гзовский. Тектоника северо-восточного Приэльбрусья (Северный Кавказ)	57
М. В. Муратов и М. В. Гзовский. Основные этапы развития Эльбруса как вулкана	75
В. Н. Павлянов. Общие черты строения лакколитов района Кавказских Минеральных вод	83
Н. С. Боганик. К познанию четвертичных образований восточного Пред- кавказья	97
И. К. Иванова. Остатки <i>Elephas cf. antiquus</i> Falc. из травертинов горы Машук в окрестностях Пятигорска	126
А. М. Овчинников. Основные принципы зональности минеральных вод Кавказа	139
С. Д. Левина. Вещественный состав природно-легированных железных руд Аккермановского месторождения на Южном Урале	151
С. А. Юшко. Минералогические ассоциации и последовательность кристалли- зации в рудных месторождениях Нагольного кряжа (Донецкий бассейн)	207
В. И. Смирнов. Лимониты зоны окисления полиметаллических месторождений	256
П. В. Калинин. О шарообразной форме выделений графита	274
Н. И. Куличихин. Типизация горно-проходческого оборудования	277

Редактор *Е. Е. Захаров*

Технический редактор *А. И. Красновская*

Сдано в набор 26/VIII-1947 г.

A02345

Подписано к печати 11/III-1948 г.

Формат бум. 72x108^{1/16}.

Тираж 800 экз.

Зак. 565.

Печ. лист. 18 ^{1/8} вкл. Учетно-изд. лист. 25,2

Типография Картфабрики Госгеоиздата

ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать	По чьей вине
2	6 сверху	Заборский	Заборовский	корректора.
101	Подпись к фиг. 1	1—Q (G и M) 2—Q (G и M) 3—Q (W,R—W,R,M —R и M)	1—Q ₁ (G и M) 2—Q ₁ (G и M) 3—Q ₂ (W,R—W,R,M— —R,M)	редактора.
102	Подпись к фиг. 2	З-нижнетретичного	З-нижнетеречного	"
107	5 снизу	станции	станции	корректора.
130	6 снизу	<i>El. Elephas</i>	<i>Elephas</i>	редактора.
132	Таблица, 3 графа, 6 строка сверху	<u>3</u> m	<u>3</u> m	"
145	29 снизу	г. Орджоникидзе)	г. Дзау-Джикау)	"
148	20 —"—	Абас-Тумани	Абас-Тумани,	корректора.
162	21 —"—	концерт	концентр	"
164	5 сверху	H ₂ O	H ₂ O ₂	"
203	13 снизу	нашли	нашли это для железа	типографии
209	Подпись к фиг. 1	I, II, III, IV—	I, II, III, IV, V, VI	"