

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 11

Н. А. ЛИЩИНА

**ДРЕВНЯЯ КОРА
ВЫВЕТРИВАНИЯ
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
КАЗАХСКОГО НАГОРЬЯ**

ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГОРНОМУ ДЕЛУ

1959

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 11

Н. А. ЛИСИЦЫНА

ДРЕВНЯЯ КОРА
ВЫВЕТРИВАНИЯ
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
КАЗАХСКОГО НАГОРЬЯ

ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГОРНОМУ ДЕЛУ
Москва 1960

Главный редактор академик:

Н. С. Шатский

Ответственный редактор

Г. И. Бушинский

ВВЕДЕНИЕ

Изучение месторождений континентальных бокситов западной части Казахского нагорья показало, что бокситы тесно связаны с корой выветривания. Они располагаются в районах развития глинистой коры выветривания пород палеозоя и докембрия, которая, по общему мнению казахстанских геологов, является источником свободного глинозема. Кора выветривания всюду подстилает бокситоносные породы, а в ряде случаев можно наблюдать постепенные переходы от пород выветрелой толщи к бокситоносным.

Все это сделало необходимым изучение коры выветривания для понимания генезиса континентальных бокситов Казахстана.

Предлагаемая книга является первой частью работы, посвященной третиным бокситам платформенного типа, которые рассматриваются на примере бокситоносного района Казахского нагорья.

В книге описана кора выветривания пород палеозоя и докембрия, являющаяся материнской породой для бокситов. Выявлен состав слагающих пород, зональное строение, типы коры, закономерности размещения выветрелой толщи. Кроме того, приводятся данные о возрасте коры выветривания и описываются те из процессов ее формирования, которые удалось выяснить.

Выветрелые породы Казахского нагорья изучались нами в первую очередь в бокситоносных районах и затем на более широких площадях. Геологической основой для этой работы послужили материалы геологической съемки листа М-42, недавно проведенной экспедицией Московского государственного университета и Московского геологоразведочного института им. С. Орджоникидзе (МГРИ). Кора выветривания изучалась в естественных обнажениях, горных выработках и в керне скважин, где удавалось наблюдать наиболее полные разрезы. Работа проводилась при участии старшего лаборанта Т. Г. Елисевой. Обычно просматривались полные разрезы, от неизменных пород фундамента до покрывающих толщ. Это давало возможность проследить характер перехода от свежих пород к выветрелым. Для рассмотрения изменений в толще коры выветривания по простиранию мы старались собирать материал, используя наиболее детальные разведочные профили. Всего было осмотрено несколько сотен разрезов по скважинам и в естественных обнажениях.

В период камеральной обработки вещественный состав пород изучался при помощи микроскопа, химического и термического анализов, электронного микроскопа и методом красителей.

Очень ограниченно применялись рентгеновский и спектральный анализы. Для уточнения минералогического состава глин в ряде случаев проводились определения показателей преломления ориентированных агрегатов глин в иммерсии.

Химический и термический анализы выполнялись в лабораториях Геологического института (ГИН) АН СССР под руководством Э. С. Залманзон (химический анализ) и Д. А. Виталья (термический анализ). Окрашивание образцов глин производилось Т. Г. Елисейевой при консультации М. А. Ратеева.

Снимки образцов под электронным микроскопом частично были выполнены в лаборатории электронной микроскопии Института геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии (ИГЕМ) АН СССР (Г. С. Грицаенко), частично в такой же лаборатории ГИН (Д. Д. Котельников). Рентгенограммы нескольких образцов и спектральный анализ выполнялись в лабораториях ИГЕМ АН СССР.

Для выяснения условий залегания коры выветривания были составлены карты, отображающие рельеф поверхности неизменных пород и рельеф кровли их коры выветривания, а также карта мощностей коры выветривания в изолиниях.

Возраст пород определялся по комплексу фауны, спор и пыльцы. Брахиоподы определены С. М. Андроновым (ГИН АН СССР), Н. В. Литвинович (МГУ), Н. А. Сокольской, кораллы — Т. А. Добролюбовой, мшанки — М. И. Шульгой-Нестеренко (Палеонтологический институт АН СССР).

Споры и пыльца были выделены в лаборатории спорово-пыльцевого анализа ГИН АН СССР и частично определены С. Н. Наумовой. Большая часть пыльцы и спор изучалась Е. Д. Заклинской. В работе частично использованы результаты полинологических определений З. К. Жученко (Карагандинское геологическое управление). Графические приложения к работе выполнены Т. Г. Елисейевой.

Автор приносит искреннюю благодарность всем этим лицам, а также геологам разведочных экспедиций Карагандинского геологического управления и Казахской экспедиции МГУ — МГРИ и всем другим организациям и сотрудникам, оказавшим помощь в данной работе.

* * *

Кора выветривания западной части Казахского нагорья изучалась многими геологами.

Описания глинистых продуктов выветривания пород палеозоя, развитых в этой области, приводятся в работах Быкова Г. Е. (1933), Шлыгина Е. Д. (1936) и других исследователей. Н. Г. Кассин (1947) отнес кору выветривания Казахстана к каолиническому типу.

Более подробно кора выветривания изучалась в связи с исследованиями месторождений бокситов Е. М. Великовской (1937). Попутно с обследованием известных и открытых ею бокситопоявлений рассматривались продукты выветривания глинистых сланцев и известняков, порфиритов и их туфов. Ею установлен каолинический состав верхней части выветрелой толщи.

Б. А. Салиным, Д. Д. Пономаревым, Б. Н. Красильниковым, Е. В. Дручининим и другими геологами глинистая кора выветривания по внешним признакам подразделяется на ряд зон. При этом Е. В. Дручинин отмечает, что верхняя зона сложена каолинитом и содержит несколько процентов свободного глинозема (устное сообщение).

Наиболее полное исследование коры выветривания и процессов, протекающих в ней, сделано В. Н. Разумовой, участвовавшей в работах Московского геологоразведочного института и Московского государственного университета по съемке северо-западной части Казахского

нагорья. В. Н. Разумова (1956) подразделяет профиль коры выветривания на четыре зоны (снизу вверх):

- 1) зона выщелоченных пород;
- 2) зона глинистых образований сложного состава;
- 3) зона цветных каолинов и охр;

4) зона белых каолинов, которая рассматривается В. Н. Разумовой как наложенная.

Все эти зоны в одном и том же профиле В. Н. Разумова не наблюдала:

Многочисленные новые скважины, пробуренные в связи с разведкой и поисками на бокситы, дают возможность детально изучить профиль выветривания от неизменных пород палеозоя до покрывающих кору выветривания бокситов в одной и той же скважине. Кроме того, материалы геологической съемки МГУ—МГРИ в совокупности с данными бурения Карагандинского геологического управления позволяют наметить некоторые закономерности распространения коры выветривания в области Казахского нагорья.



Глава I

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАЗАХСКОГО НАГОРЬЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ДРЕВНЕЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Настоящая глава составлена по литературным данным и нашим наблюдениям, которые касаются в основном пород выветрелой толщи. Мы не ставили перед собой задачу дать сколько-нибудь полное описание геологии рассматриваемого района. Здесь приведены лишь необходимые сведения по стратиграфии и составу пород, слагающих поднятие Казахского нагорья. Эти сведения почерпнуты нами из материалов геологической съемки, произведенной экспедицией МГУ и МГРИ под руководством проф. А. А. Богданова (А. А. Богданов и др., 1957), использованы также некоторые данные Б. А. Салина и других авторов.

Область Казахского нагорья представляет собой современное поднятие, которое примыкает с востока к крупному прогибу — Тургайской синеклизе. Поднятие осложнено структурами второго порядка. Две из них — Тенизская и Шоиндыкульская впадины находятся в северной его части, южную часть занимает поднятие Сарысу-Тенизского водораздела, которое в свою очередь граничит на юге с Сарысу-Тенизской впадиной (рис. 1 и 2). Область Казахского нагорья сложена разнообразными породами от протерозойских и архейских до современных включительно. Древние породы выходят на поверхность в пределах поднятия, во впадинах они залегают на глубине нескольких десятков и сотен метров под покровом рыхлых мезокайнозойских отложений.

Докембрий. Архейские и протерозойские образования известны в области Сарысу-Тенизского поднятия и на северо-восточной окраине Тенизской впадины. К архею принадлежат наиболее метаморфизованные толщи, сложенные кристаллическими сланцами — амфиболитами, слюдяно-плагиоклазовыми сланцами, кварцитами, мраморами и гнейсами. Общая мощность толщ архея, по данным геологической съемки МГУ (А. А. Богданов, 1957), равна 7—8 тыс. м.

Протерозойские породы залегают несогласно на архейских и подразделяются на две серии. В составе нижней серии преобладают порфириды, хлорит-актинолитовые и эпидот-хлоритовые сланцы, серицит-хлорит-кварцитовые сланцы, мраморы и железистые кварциты. Верхняя серия сложена конгломератовидными кварцитами, мраморами, порфиритами и туфо-агломератами.

Породы верхней серии лежат несогласно на породах архея и нижней серии протерозоя. Общая мощность обеих серий протерозоя достигает 6 тыс. м.

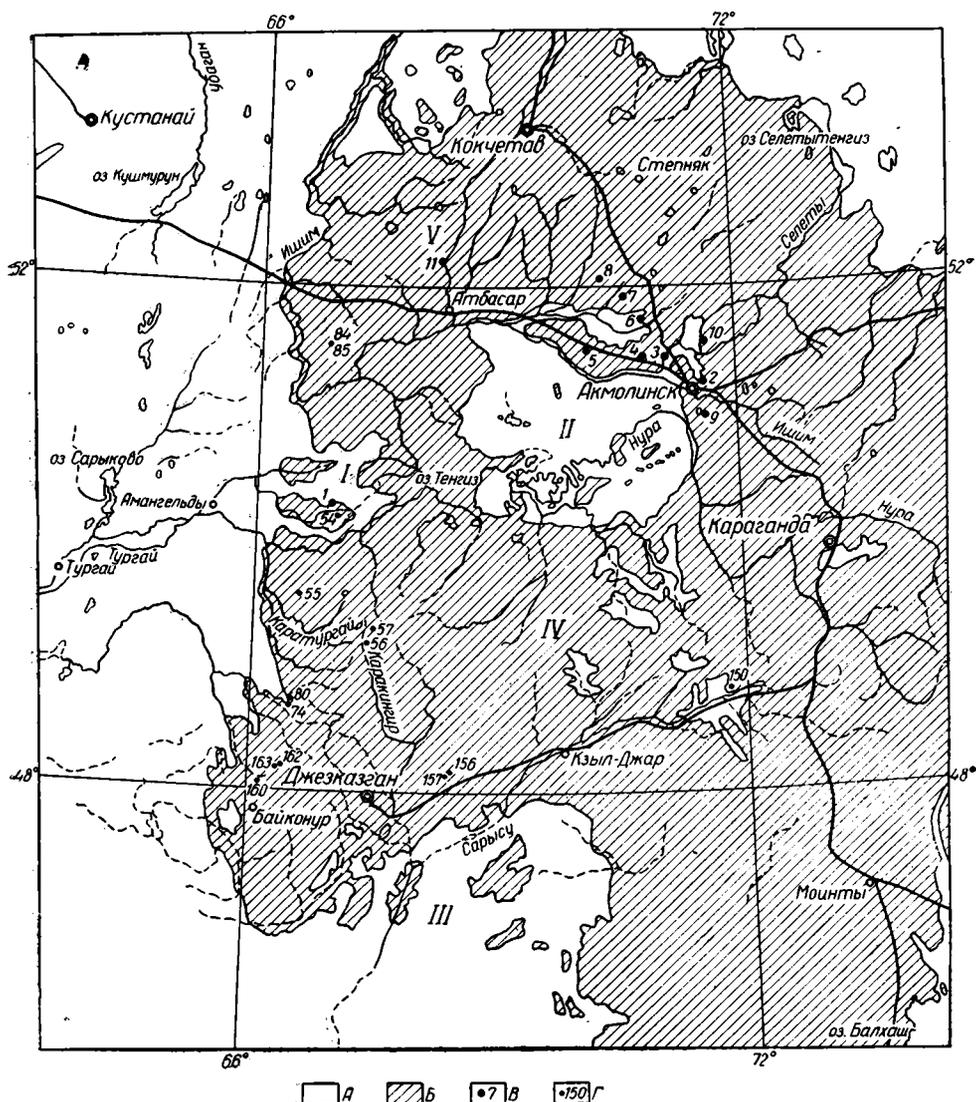


Рис. 1. Обзорная карта района работ. Структуры западной части Казахского нагорья: I — Шондыкульская впадина; II — Тенизская впадина; III — Сарысу-Тенизское водораздела; IV — поднятие Сарысу-Тенизского водораздела; V — Кокчетавское поднятие. А — мезозойские и кайнозойские отложения, включающие крупные впадины; Б — палеозойские и докембрийские отложения, слагающие современные поднятия; В — месторождения бокситов Казахского нагорья: 1 — Амангельдинская группа; 2 — Акмолинская группа; 3 — Танкерское и Елизаветинское; 4 — Семеновские, Каратомар, Максимовские и Терексайское; 5 — Карабаши, Джалтыр, Акбейтское; 6 — Аксу; 7 — Сосновское; 8 — Брянское; 9 — Май-балык; 10 — Софиевское; 11 — Макеевское; Г — осматриваемые обнажения коры выветривания за пределами бокситовых месторождений

Особо выделяется под названием уртынджальской серии комплексы кремнистых и вулканогенноосадочных пород, возраст которых определяется как переходный от протерозоя к кембрию.

Породы уртынджальской серии известны по северному обрамлению Тенизской впадины, в верховьях р. Селеты, в районе Ишимской луки и на юго-востоке Сарысу-Тенизского поднятия. Среди них различаются темно-зеленые миндалекаменные базальтовые и диабазовые порфиристы и спилиты, которые чередуются с аггломератовыми туфами. Местами присутствуют также туфо-песчаники, микрокварциты, кремнистые алевролиты.

В результате выветривания, происходившего в мезокайнозойское время, породы докембрия во многих местах и на значительную глубину превращены в глины. Среди этих глин встречаются линзы бобового железняка. Мощная кора выветривания с бобовыми железняками в верхней части развита в западном борту Шоиндыкульской впадины. Там же в бассейне р. Тюлькусай известны бокситы, залегающие на коре выветривания. Сильно измененные породы с бокситами в верхней части разреза известны также на докембрии восточного и северного борта Тенизской впадины и ряд других на Ишим-Колутонском водоразделе.

Кембрий. Кембрийские отложения известны в немногих пунктах Казахского нагорья: на Сарысу-Тенизском поднятии, а также севернее Тенизской впадины. На Сарысу-Тенизском поднятии развита эффузивно-осадочная свита. Она сложена зеленовато-серыми диабазами, туфами, лавобрекчиями андезитовых порфиритов, конгломератами, граувакковыми песчаниками с прослоями туффитов и яшм и линзами обломочных известняков с фауной трилобитов. Мощность свиты более 1500 м. В других районах кембрий представлен темно-серыми полосчатыми алевролитами и черными углистыми аргиллитами с конкрециями фосфорита. Мощность этих алевролитов и аргиллитов порядка 200 м.

Кора выветривания кембрийских пород почти не сохранилась.

Ордовик. Отложения ордовика развиты к северу и востоку от Тенизской впадины, а также к югу от нее в области Сарысу-Тенизского поднятия.

Отложения нижнего и среднего ордовика представлены кремнистыми песчаниками с прослоями яшм с фауной граптолитов, иногда с линзами известняков. Среднеордовикские толщи сложены полимиктовыми граувакковыми песчаниками и конгломератами, верхнеордовикские — органично-обломочными известняками и зеленовато-серыми алевролитами, которые сменяются выше по разрезу полимиктовыми песчаниками, алевролитами и конгломератами. Помимо граптолитов, в этих отложениях встречаются трилобиты. На Сарысу-Тенизском поднятии породы верхнего ордовика представлены туффитами и порфиритами оливинавитовыми и авгит-плагиоклазовыми, а также аггломератовыми лавами и туфо-брекчиями. Общая мощность всех свит ордовика больше 8 тыс. м.

С корой выветривания, развитой на породах ордовика, к югу от Акмолинска, связаны залежи бокситов.

Силур. К силуру отнесены терригенные породы, обнажающиеся в двух местах Сарысу-Тенизского поднятия. Эти породы слагают толщу мощностью 3—5 тыс. м, состоящую из зеленых кварцевых, полимиктовых и аркозовых песчаников, которые чередуются с аргиллитами, алевролитами и прослоями органично-обломочного известковистого песчаника с фауной табулят.

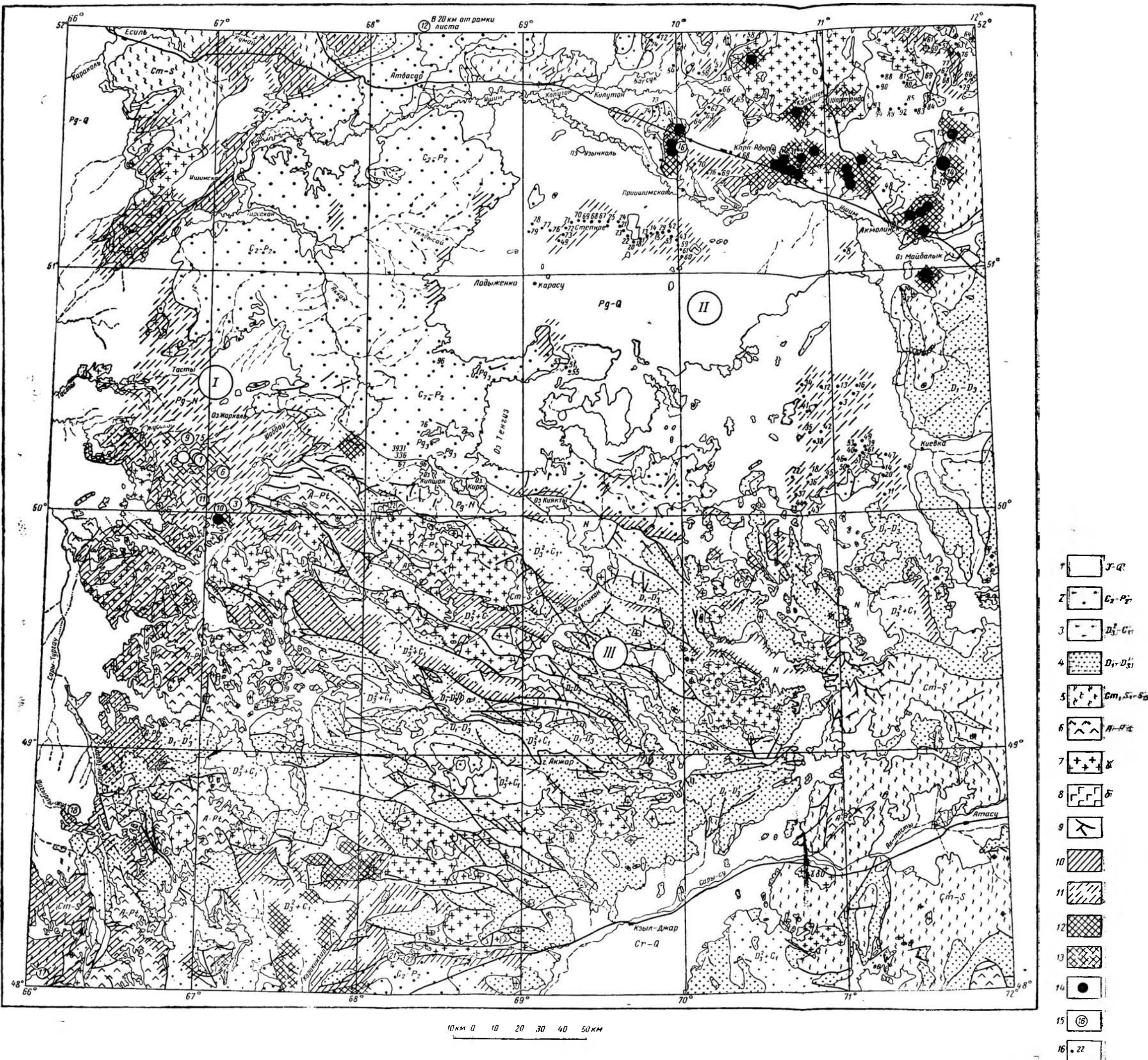


Рис. 2. Схема распространения коры выветривания в северо-западной части Казахского нагорья. Составлена Н. А. Лисицыной и Т. Г. Елисеевой по материалам Карагандинского геологического управления, МГУ и МГРИ:

I — Шоиндыкульская впадина; II — Тенизская впадина; III — поднятие Сарысу-Тенизского водораздела; 1 — мезо-кайнозойские отложения; преимущественно глинисто-песчаные породы, местами бокситы и бобовые буре-железняки; 2 — средний карбон — пермь; красноцветные и серые конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями известняков; 3 — фаменский ярус верхнего девона и нижний карбон; известняки, доломиты, окремненные известняки, песчаники, аргиллиты и алевролиты; 4 — нижний — средний девон и франкий ярус верхнего девона; красноцветные песчаники, конгломераты, алевролиты, лазы кислого и среднего состава; 5 — нерасчлененные кембрий — верхний протерозой (кембрий, ордовик, силур; аргиллиты, песчаники, конгломераты с линзами порфиритов и известняков, кварциты, основные и кислые эффузивы); 6 — протерозой и архей; сланцы, мраморы, кварциты, гранитогнейсы, порфириты, туфы, амфиболиты; 7 — интрузии кислого состава; 8 — интрузии основного состава; 9 — разломы. Порозы коры выветривания, 10 — нижние зоны коры выветривания (зона гидрослюдистых и каолинит — гидрослюдистых глин); 11 — те же породы под покровом кайнозоя (по данным бурения); 12 — верхняя зона коры выветривания (зона каолинитовых глин); 13 — те же породы под покровом кайнозоя (по данным бурения); 14 — месторождения бокситов; 15 — разрезы коры выветривания; описанные в тексте; 16 — скважины поискового и картировочного бурения Карагандинского геологического управления в Тенизской впадине

Девон. Нижний и средний девон нерасчлененные. К нижнему и среднему девону относится толща осадочно-вулканогенных пород, которые лежат несогласно на породах силура и трансгрессивно перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями среднего или верхнего девона. Эта толща распространена главным образом в области Сарысу-Тенизского поднятия. В ее составе выделяются две свиты. Нижняя свита представлена порфиритами и их туфами пироксен-плагиоклазового, андезитового, диабазового состава, с подчиненными прослоями граувакковых песчаников. Верхняя свита сложена красно-бурыми и серыми липаритовыми порфирами, альбитофирами, лавобрекчиями с прослоями туфов и красно-бурых разнозернистых песчаников. Мощность обеих свит 4—5 тыс. м.

Отложения среднего и верхнего девона широко распространены как в области поднятия, так и по окраинам Шоиндыкульской и Тенизской мульд. Они несогласно залегают на более древних породах до протерозоя включительно.

В разрезе пород среднего и верхнего девона выделяются две толщи совершенно различного литологического состава.

Нижняя толща терригенная, относится к среднему девону — франскому ярусу верхнего девона. В ее составе присутствуют красноцветные и зеленовато-серые конгломераты, аркозовые песчаники и алевролиты с редкими линзами вулканогенных пород. В гальке конгломератов преобладают липаритовые порфиры, фельзиты, гранитоиды. Местами присутствуют лавы основного состава и известковистые породы с остатками рыб. Песчаники и алевролиты иногда содержат остатки флоры. Мощность этой толщи более 3 тыс. м.

Возраст ее определяется по положению в разрезе как средний девон — франский ярус и подтверждается собранными остатками рыб и растений.

Верхняя толща преимущественно карбонатная. Она относится к фаменскому ярусу верхнего девона и залегают трансгрессивно на породах нижнего девона, а также на нерасчлененной толще среднего девона — франского яруса.

В нижней части карбонатной толщи преобладают серые и темно-серые плитчатые и тонкослоистые пелитоморфные известняки, местами присутствуют обломочные породы. Последние представлены кварцевыми, аркозовыми, а на востоке полимиктовыми песчаниками и алевролитами. Мощность песчаных пачек достигает 100, а в отдельных случаях 200 м.

Основная часть разреза состоит из серых и темно-серых более или менее глинистых известняков, пелитоморфных и органогенодетритивных, а также доломитов и кальцит-доломитовых пород. Многочисленная фауна брахиопод, кораллов, гастропод и строматопороидей позволяет датировать возраст вмещающих пород как фаменский ярус верхнего девона. На юге Сарысу-Тенизского поднятия среди пород этого возраста наблюдаются прослойки спилитов и туфогенных пород.

В Атасуйском районе в нижней части фаменской толщи преобладают углистые аргиллиты, алевролиты с прослоями известняков; верхняя — сложена кремнисто-карбонатными породами с прослоями туфогенных пород. Мощность отложений фаменского яруса меняется от 50 до 1500 м.

Терригенные породы нерасчлененной толщи среднего девона — франского яруса и терригенно-карбонатные породы фамена (иногда турне) широко распространены в бортах Шоиндыкульской и Тенизской мульд. На этих породах развита мощная кора выветривания, в карма-

нах которой залегают бокситы крупнейших в Казахстане Амангельдинских месторождений.

Карбон. Нижний карбон и особенно турнейский ярус распространен так же широко, как средний и верхний девон.

Турнейский ярус по найденной фауне подразделяется на нижний и верхний. К нижнему относятся известняки и доломитизированные известняки с фауной брахиопод, мшанок, кораллов, иногда с кремнистыми конкрециями. Местами в низах толщи присутствуют прослойки песчаников и алевролитов, чаще наблюдаются прослойки плитчатых мергелей. Породы нижнего турне залегают на известняках и доломитах фамена без резкой границы. Верхнетурнейские породы лежат согласно на нижнетурнейских, либо трансгрессивно на более древних. В их составе преобладают окремненные известняки с прослоями мергелей. В ряде разрезов, полученных нами в верховьях реки Ашу-Тасты-Тургая (Шоиндыкульская впадина), присутствуют кремнистые туффиты, чередующиеся с известняками. Мощность турнейского яруса колеблется от 50 до 2000 м.

Визейский и намюрский ярусы. Отложения визейского яруса широко развиты по всей площади и особенно в пределах верхнепалеозойских синклинальных структур. Эти отложения представлены известняками, зеленовато-серыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Переход от подстилающих турнейских известняков к визейским постепенный.

Верхневизейские песчаники, алевролиты и аргиллиты в свою очередь постепенно сменяются толщей сходного литологического состава, которая содержит в верхней части красно-фиолетовые прослойки песчаников и только редкие прослойки пелитоморфных известняков. В этой переходной пачке от визе к намюру установлены угленосные отложения, мощность которых в Завьяловской мульде достигает 1450 м.

Еще выше залегают песчаники, алевролиты, аргиллиты намюра, часто красноцветные с растительными остатками. Максимальная их мощность порядка 1800 м.

Средний и верхний карбон. К среднему и верхнему карбону относятся терригенные породы, залегающие на размытой поверхности нижнекарбонных и распространенные преимущественно в палеозойских мульдах — Тенизской и других. Средний карбон представлен красными и зелеными конгломератами, полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами с редкими прослоями серых мергелистых известняков. Характерна косая слоистость, местами медные рудопоявления, скопления растительных остатков. Эти отложения выделены во владимирскую свиту, мощность которой колеблется от 400 до 1000 м.

Отложения верхнего карбона образуют весьма однообразную толщу чередующихся песчаников, алевролитов, аргиллитов, известняков. Присутствуют растительные остатки, скелеты ганоидных рыб, определяющие возраст вмещающих пород как верхний карбон. Мощность колеблется от 300 до 1800 м.

Пермь. В области Казахского нагорья известны отложения обоих отделов пермской системы. Пермские отложения согласно залегают на верхнекаменноугольных; нижняя их граница условна. Толща пород пермского возраста сложена лилово-красными и зеленовато-серыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами с редкими прослоями пятнистых известняков с остатками наземных позвоночных и чешуй ганоидных рыб. В красноцветных песчаниках и алевролитах с прослоями темно-серых известняков в верхней части разреза найдены гастроподы и

остракоды. Общая мощность пород пермского возраста 600—2000 м.

Породы карбона, начиная с визейских, и породы перми сравнительно слабо изменены процессами выветривания. Глубина выветрелой зоны на них не превышает нескольких метров; состав пород изменен сравнительно слабо.

Интрузивные породы широко распространены в области Казахского нагорья. Интрузии кислой магмы образуют крупные массивы, щелочные и основные породы встречаются в виде более мелких тел. По времени образования выделяются интрузии нескольких этапов. Известны архейские и протерозойские интрузии гранитогнейсов и плагиогранитогнейсов, которые прорывают древние породы антиклинория Улу-Тау на западе Казахского нагорья. Нижнепалеозойские граниты и гранодиориты слагают крупные тела. Некоторые массивы этого возраста находятся в районе Амангельдинских месторождений — Капта-Адырский массив, другие вблизи месторождений северного и восточного обрамлений Тенизской впадины — Шортандинский массив и др. Более молодые средне-верхнедевонские интрузии гранит-порфиоров образуют небольшие тела. Помимо этого, известны средне-верхнедевонские субвулканические интрузии кварцевых порфиоров, ортофиоров, альбитофиоров. Порфириты встречены, например, в районе Капта-Адырского массива.

К числу основных интрузий относятся небольшие тела пироксени-тов, габбро, серпентинитов, которые распространены в районе Улу-Тау и в северо-восточной части листа М-42. На северо-западе по правобережью р. Ишим известны небольшие тела нефелиновых сиенитов.

Интрузивные породы в большинстве случаев в той или иной степени изменены процессами выветривания. Наиболее сильно выветрелые породы разложены до стадии каолинитовых глин, которые образуют рыхлый чехол глубиной от нескольких до десятков метров.

Породы палеозоя и докембрия, кратко описание которых здесь приводится, слагают складчатый фундамент. На нем в виде покрова залегают более молодые мезозойские и кайнозойские отложения, очень слабо дислоцированные. По степени и характеру дислоцированности в разрезе палеозоя и докембрия выделяются два комплекса пород. К нижнему относятся породы докембрия и нижнего палеозоя (до силура), смятые в крутые складки и в разной степени, иногда очень сильно метаморфизованные. Верхний комплекс включает породы среднего — верхнего палеозоя, смятые в относительно пологие, крупные антиклинальные и синклиналильные складки.

Мезозойские и кайнозойские отложения по составу, внешнему облику, условиям залегания и мощности резко отличаются от палеозойских. Самым древним образованием считается кора выветривания, которая покрывает большие площади в области Казахского нагорья и скрыта под покровом третичных и четвертичных отложений в молодых впадинах. Сильно измененные выветриванием, породы имеют глинистый состав и окрашены в различные яркие цвета. Мощность коры выветривания колеблется от нескольких до 100—150 м.

Юра. Отложения нижнеюрского возраста известны в двух изолированных выходах в восточном борту Тургайского прогиба и на юге Казахского нагорья по р. Сары-Узень. Это песчаники, сланцы, конгломераты, чередующиеся с прослоями углей или углистых глин с растительными остатками. Максимальная их мощность 100 м.

Верхний мел — низы палеогена. Достоверные меловые отложения в области Казахского нагорья не доказаны.

Предположительно к верхнему мелу — низам палеогена В. Н. Разумова (1957) относит пестроокрашенные глинистые и песчанистые породы, в которых местами наблюдаются залежи бокситов или скопления железистых бобовин. Отложения такого типа развиты в виде отдельных пятен преимущественно в третичных впадинах. Бокситорудные породы Шоиндыкульской впадины выделены В. Н. Разумовой (1957) в аркалыкскую свиту, породы северо-восточного обрамления Тенизской впадины — в кызыл-сайскую свиту. И те и другие залегают в углублениях поверхности коры выветривания. К отложениям того же возраста В. Н. Разумова относит пестроокрашенные сильно песчанистые каолиновые глины с железистыми бобовинами, которые обнажаются по периферии Тенизской впадины.

Во всех этих отложениях найдены пыльца и споры, содержащие как верхнемеловые, так и палеогеновые формы.

Вопрос о возрасте бокситоносных отложений Казахского нагорья решается пока неоднозначно. В. И. Барбашинова (1954) считает их сеноман-туронскими, сопоставляя спорово-пыльцевые спектры Ашутасты-Тургая со спектрами р. Аят. Е. Н. Бойцова (1955) относит бокситы Казахского нагорья к турону (по аналогии с бокситами Тургая). Е. Д. Заклинская (1955) находит, что спорово-пыльцевые спектры из бокситовых пород ближе всего сопоставляются со спектрами тасаранской и саксаульской свит Тургайской синеклизы, т. е. свидетельствуют о нижнепалеогеновом возрасте отложений (палеоцен — эоцен).

К верхнему мелу — низам палеогена В. Н. Разумовой условно отнесены также глины, пески, алевролиты, конгломераты общей мощностью 40 м, залегающие под более молодыми породами в Сары-Суйской впадине на юге Казахского нагорья.

Палеоген. Отложения среднего эоцена — нижнего олигоцена в области Казахского нагорья неизвестны. Они распространены по восточному борту Тургайского прогиба и представлены морскими глинами мощностью порядка 50 м, которые параллелизуются с тасаранской, саксаульской и чеганской свитами А. Л. Яншина (1953). Континентальные третичные отложения залегают на этих фаунистически охарактеризованных породах морского палеогена. Возраст континентальных отложений определяется как средний — верхний олигоцен.

К среднему олигоцену относятся континентальные песчано-глинистые отложения с отпечатками листьев и костями индрикотерия — аналогично кутанбулакской и чиликтинской свит Тургая. В восточном борту Тургайского прогиба выше этих отложений залегает песчано-каолиновая свита В. Н. Разумовой (1956), которую она параллелизует с чагарайской (низы) и наурзумской (верхи) свитами Тургая. Возраст песчано-каолиновой свиты определяется по флоре как верхний олигоцен. Наурзумская свита в области Казахского нагорья местами залегает на бокситоносных породах.

Неоген. Значительно чаще бокситоносные породы Казахского нагорья перекрыты пятнистыми («пестроцветными») глинами акжарской свиты, которые местами обогащены железистыми бобовинами. Мощность свиты изменчива и колеблется от одного до 70 м.

Выше без резкой границы залегают зеленые монтмориллонитовые глины с марганцовистыми бобовинками, гипсом, мергелями. Эти глины слагают аральскую свиту, возраст которой определяется по находкам костей позвоночных как нижний — средний миоцен. Акжарская свита рассматривается В. Н. Разумовой как мелководная фация нижней части аральской свиты и относится таким образом к нижнему миоцену.

Зеленые глины аральской свиты широко распространены в области

Казахского нагорья и обычно выполняют крупные впадины второго порядка. На них местами залегают красно-бурые рыхлые суглинки жигандинской свиты среднего — верхнего миоцена.

В Тенизской впадине на этих отложениях, во впадинах, врезанных в подстилающие породы, залегают зеленоватые монтмориллонитовые глины тенизской свиты, иногда мергелистые, с песками и галечниками в основании. Остатки костей позвоночных, собранные в этих глинах сотрудниками Казахской экспедиции МГУ—МГРИ, были определены В. И. Громовым и Э. Ванденгейм. По этим определениям тенизская свита имеет миоцен-плиоценовый возраст. Мощность тенизской свиты 15—20 м.

Четвертичные отложения делятся на древние и современные. И те и другие представлены терригенными рыхлыми породами делювиального, пролювиального, аллювиального или озерного происхождения.

Распространение коры выветривания в Северном Казахстане обнаруживает отчетливую связь с современной тектонической структурой области.

На фоне общего поднятия Казахского нагорья могут быть выделены крупные впадины, выполненные третичными и четвертичными отложениями. Две впадины — Тенизская и Шоиндыкульская расположены в северной части нагорья и образовались на месте крупной палеозойской мульды, описанной под названием Тенизской (Богданов и др., 1957). Их разделяет относительно поднятая область бассейна р. Терсакан. К югу от Тенизской и Шоиндыкульской впадин располагается поднятие Сарысу-Тенизского водораздела, которое и в палеозое являлось поднятой областью. С юга его ограничивает Сары-Суйская впадина. На западе структуры Казахского нагорья примыкают к Тургайской синеклизе.

Распространение коры выветривания на всей обширной территории Казахского нагорья можно видеть на рис. 2.

Кора выветривания во впадинах под покровом более молодых пород изучалась по данным буровых и геологосъемочных работ Карагандинского геологического управления. По этим данным в крупных депрессиях кора выветривания развита на больших площадях в виде сплошного покрова на породах палеозоя и докембрия. Она достигает здесь значительной мощности, местами превышающей 100 м, и представлена в таких случаях глубоко измененными породами. Область поднятия Сарысу-Тенизского водораздела не несет сплошного покрова коры выветривания. Здесь кора сохранилась только в виде пятен на сравнительно ограниченных площадях и имеет мощность, которая не превышает десятков метров. Степень измененности пород здесь также относительно невелика.

В восточной части Тургайской синеклизы кора выветривания не имеет широкого распространения. В. Н. Разумова (1956) указывает на присутствие коры под покровом юрских и морских третичных отложений несколько севернее рассматриваемой площади. По данным поискового бурения последних лет морской палеоген залегает непосредственно на породах палеозоя и докембрия и только восточнее по краю Казахского нагорья появляются выветрелые породы.

Современное распространение коры выветривания обусловлено существующим рельефом. Выходы выветрелых пород обычно наблюдаются в области водоразделов, т. е. там, где сохранились дочетвертичные формы рельефа (Разумова, 1956).

Описание коры выветривания удобнее всего вести, придерживаясь современного тектонического районирования области. Номера разрезов, описанных в тексте, отмечены на схеме рис. 2.

Глава II

ТИПОВЫЕ РАЗРЕЗЫ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ШОИНДЫКУЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ

В пределах Шоиндыкульской впадины кора выветривания изучена довольно полно по материалам разведочного бурения.

Породы палеозоя и докембрия, слагающие фундамент Шоиндыкульской впадины, в верхней части повсюду изменены процессами выветривания. Под покровом третичных и четвертичных отложений кора выветривания хорошо сохранилась от действия эрозии на всей территории впадины. Породы коры выветривания являются тем горизонтом, который подстилает бокситоносные породы всюду, где они встречены. Немногие обнажения коры выветривания вскрыты реками, текущими в сторону Тургайской впадины. В западном борту Шоиндыкульской впадины кора обнажается в долинах рек Тасты, Жусалы, Байгожа, Акжар, Аркалык. Тюльку-Сай, в нескольких грядах, приуроченных к крыльям Аркалыкской синклинали и других палеозойских структур.

Наиболее полные разрезы коры выветривания можно встретить только в буровых скважинах.

К числу главных типов пород, с точки зрения развития на них коры выветривания, относятся в первую очередь породы, слагающие две толщи, различные в литологическом отношении. Обе толщи распространены в центральной части Шоиндыкульской впадины. Более древнюю из них — толщу нерасчлененного среднего девона — франского яруса слагают конгломераты, песчаники-аркозы, алевролиты, аргиллиты. Толща фаменского яруса верхнего девона и турнейского яруса нижнего карбона карбонатная и состоит из известняков и известковисто-доломитовых пород с прослоями глинистых сланцев. Эти две толщи являются материнскими породами для коры выветривания, подстилающей бокситы Амангельдинских месторождений. В западном крыле Шоиндыкульской впадины обнажаются метаморфические сланцы докембрия, также несущие покров мощной коры выветривания. В восточной части распространены карбонатно-сланцевые и песчано-сланцевые породы визе, намюра и среднего карбона. Все они прорваны в разных местах интрузиями гранитоидов.

По внешнему виду кора выветривания представляет собой толщу слоистых глин, в нижней части преимущественно серых или черных, в верхней — желтых и лиловых, переслаивающихся между собой, реже розовых и красноватых. Вниз по разрезу эти породы постепенно переходят в одних случаях в известково-доломитовые породы фаменского яруса с глинистыми прослоями, в других — в аргиллиты, алевролиты и

песчаники франского яруса. В этом случае нижняя часть разреза имеет коричневую окраску. Окраска низов глинистой коры выветривания на метаморфических сланцах зеленоватая, на гранитоидах — розовая.

Кора выветривания карбонатных пород фаменского яруса верхнего девона — низов турне

Карбонатная толща верхнего девона — низов турнейского яруса залегает, как правило, в ядрах синклинальных структур, крылья которых сложены песчано-сланцевыми породами среднего девона — франского яруса. Почти повсеместно эта толща несет на себе следы выветривания.

Верхняя часть карбонатной толщи вскрыта многими скважинами в районе Амангельдинских месторождений на глубину более 100 м. Наиболее полный ее разрез можно наблюдать в скважине № 50 гидрогеологическая, пробуренной до глубины 471 м в ядре Аркалыкской синклинали. По данным Э. М. Падве, определявшей фауну, эта скважина пересекает нижнюю часть турнейского яруса (кассинские слои) и верхние горизонты фамена.

Разрез изучался нами главным образом при помощи петрографического описания шлифов. При определении состава карбонатных минералов и количественных соотношений различных компонентов применялись окрашивание шлифов хлорным железом и сернистым натром (метод В. Б. Татарского, 1952), а также карбонатный анализ.

В разрезе скважины снизу вверх могут быть выделены три пачки:

- 1) пачка алевролитов и аргиллитов;
- 2) пачка известняково-доломитовых пород с прослоями аргиллитов и алевролитов;
- 3) пачка известняково-доломитовых пород.

Пачка алевролитов и аргиллитов. Глубина 470—422 м. Алевролиты зеленовато-серые с вишнево-бурыми прослоями, тонкослонистые, встречаются прослойки аргиллита. Слоистость четкая, толщина слоев порядка нескольких миллиметров. Порода сланцеватая, колется на ровные плитки. Вся толща в целом дислоцирована, наклон слоев 40°. Фауна не обнаружена.

В породах наблюдается рассеянная вкрапленность пирита в виде неправильной формы включений и кубических кристалликов. Примесь пирита составляет в отдельных прослоях до 5% породы.

Алевролиты содержат тонкие прослойки и линзочки мелкокристаллического кальцита и доломита. В составе алевролита присутствуют зерна кварца, плагиоклаза, доломита и в меньших количествах чешуйки хлорита и серицита, встречаются единичные окатанные зерна циркона, размером до 0,1 мм. Цемент карбонатный с примесью глинистого материала, состоит в основном из скрытокристаллического кальцита и несколько более крупнокристаллического доломита.

Карбонатные прослойки имеют мощность 0,2—0,5 мм, линзообразно выклиниваются; иногда карбонат образует пятна. И пятна, и прослойки сложены мелкими (тысячные доли миллиметра) кристалликами кальцита и доломита, в основном ромбоэдрами. Преобладает доломит.

Пачка известняково-доломитовых пород с прослоями аргиллитов и алевролитов. Глубина 422—310 м. Переход от нижележащей пачки постепенный.

В нижней части алевролиты и аргиллиты серые и черные, зеленовато-серые и вишнево-бурые чередуются между собой и содержат известняково-доломитовые прослои темно-серого и черного цвета. Толщина прослоев от 0,5 см до 0,5 м. Всюду присутствует пирит в виде тонкой рассеянной вкрапленности. Отдельные прослои карбонатной

породы достигают мощности 1—2 м. Порода массивная и несет следы растворения в виде каверн, часто выполненных кальцитом.

В нижней части пачки преобладают алевролиты, в верхней — карбонатная порода с более редкими пачками тонкослоистых алевролитов. Падение слоев под углом 40°.

Под микроскопом алевролиты имеют тот же состав, что и в ниже лежащей пачке, но в отличие от них почти не содержат примеси чешуек хлорита. Цемент в одних прослоях глинистый, гидрослюдистый, присутствует примерно в равных количествах с зернами. В других прослоях цемент глинисто-карбонатный. Помимо этого, карбонаты присутствуют в составе алевролита в виде линз, пятен и тонких прослоев, сложенных скрытокристаллическим кальцитом и доломитом с рассеянными в общей массе более крупными ромбоэдрами. В виде примеси присутствуют глинистые частицы, пирит. Наблюдаются прожилки органического вещества.

Карбонатные прослои, чередующиеся с алевролитами, сложены мелкокристаллическим равномернокристаллическим доломитом, который состоит из ромбоэдров размером до 0,02 мм. Отдельные участки — крупнокристаллические, с небольшой примесью угловатых зерен кварца размером до 0,1 мм.

Порода такого строения сменяется участками пелитоморфного кальцита с примесью глинистого материала. В кальцитовый массу рассеяны кристаллики доломита. Трещины и небольшие пустоты выполнены кристаллами кальцита, которые имеют форму ромбоэдров. В качестве примеси присутствуют алевролитовые зерна кварца, плагиоклаза, кубики пирита и включения органического вещества.

Текстура массивная, пятнистая. Наблюдаются отчетливые стилолитовые швы, выполненные глинистым и органическим веществом.

Пачка известняково-доломитовых пород. Глубина 310—38 м. Порода темно-серого, почти черного и серого цветов, мелкокристаллическая, массивная. Участки равномернокристаллического кальцита чередуются со скрыто- и мелкокристаллическими кальцитовыми участками со значительной примесью глинистого вещества.

Местами порода кавернозная; стенки небольших (до 3 см) каверн покрыты мелкокристаллическим кальцитом. По всему разрезу наблюдается присутствие фауны. Ее скопления обогащают слои мощностью в несколько метров, чередующиеся со слоями, где отпечатки фауны встречаются редко.

Под микроскопом видно, что участки микрокристаллического строения состоят из органических остатков, в одних случаях мелких, в других крупных, которые составляют до 50% породы. Среди них различаются членики криноидей, мелкие фораминиферы, мшанки и обломки раковин брахиопод.

Цемент — микрокристаллический кальцит, содержит примесь органического и глинистого вещества. Присутствуют редкие зерна кварца и полевого шпата. В мелкокристаллической массе местами рассеяны ромбоэдрические кристаллики доломита, кубики пирита. Участки мелкокристаллического доломита сложены тесно примыкающими друг к другу ромбоэдрическими кристалликами, размер которых колеблется от 0,02 до 0,1 мм. Примесь — органическое вещество.

В этой пачке встречено наибольшее количество фауны почти по всему разрезу карбонатной пачки.

От 285 (ниже фауна не определялась) до 156 м определены: *Spirifer sulcifer* Hall et Clarke, *Sp. sulcifer* var. *sphaeroidea* Nal., *Sp. sulcifer* mut. *ulensis* Nal., *Sp. cf. sulcifer* mut. *tenisica* Nal., *Sp. kurban* Nal., *Sp. platynotus* Nal.

non Well., *Chonetes hardrensis* Phill., *Athyris anngelica* Nal., *Schizophoria* Sp. Все перечисленные формы представляют собой обедненный комплекс сульфидеровых слоев фаменского яруса.

Вышележащая толща от 156 до 72 м характеризуется следующими видами: *Spirifer insulcifer* Vas., *Sp. insulcifer* var. *sphaeroidea* Nal., *Sp. ex. gr. sibiricus* Lib., *Sp. platynotus* Nal. non Well., *Sp. cf. julii* Deher., *Sp. dada* Nal., *Sp. cf. jeffersonensis* Well., *Chonetes hardrensis* Phill., *Chonetes bulaxensis* Nal., *Chonetes setigera* Hall, *Ch. zamedini* Sim., *Athyris tau* Nal., *Productus semisbugensis* Nal., *Pr. cf. niger* Goss., *Pr. cf. proelongus* var. *semisbugensis* Nal.

Э. М. Падве считает этот комплекс характерным для слоев этрен. От 72 до 49 м определены: *Spirifer marionensis* Schum., *Sp. cf. sibiricus* Lib., *Sp. cf. jeffersonensis* Well., *sp. Kazak* Nal., *Sp. cf. platynotus* Well., *Sp. insulcifer* Vas., *Chonetes cf. ornata* Schum., *Reticularia* sp.

Все эти формы, по Э. М. Падве и М. С. Быковой, представляют собой типичный, но обедненный комплекс нижнего турне.

Верхняя часть пачки известняково-доломитовых пород с глубины 49,9 до 38 м сильно изменена. Кальцит — доломитовая порода, описанная выше, сохранилась в виде останцовых глыб, как бы сцементированных глинистым веществом. Порода трещиноватая, кавернозная, по трещинкам налеты гидроокислов железа, каверны часто заполнены кальцитом, иногда кварцем или гипсом. Встречаются отпечатки фауны.

Здесь Э. М. Падве определены: *Spirifer cf. marionensis* Schum., *Sp. cf. sibiricus* Lib., *Chonetes ornata* Schum., *Chonetes zamedini* Sim., *Chonetes dalmaidna* Kok., *Syringopora* sp., *Ganinia* sp.

Все эти формы, по М. С. Быковой и Э. М. Падве, относятся к низам турнейского яруса.

Пачка глин — результат выветривания нижележащих глинисто-карбонатных пород. Глубина 38—32 м. Глины сиреневые, серые, местами вишневые и желтые, четко слоистые. Глинистые прослои чередуются с прослоями алевролитов, реже встречаются прослои тонкозернистого песчаника. Толщина слоев 1—2 см. В нижней части пачки глина содержит куски кальцит-доломитовой породы, кавернозные, частично растворенные.

Карбонатная толща несогласно перекрыта пестроокрашенными глинами пестроцветной свиты миоцена.

Как видно из описания разреза, карбонатная толща верхнего девона — турнейского яруса в значительной степени обогащена глинистым материалом.

Количественную характеристику соотношений карбонатной и глинистой составляющей в каждой из трех пачек разреза дают результаты карбонатного анализа, выполненного для 16 образцов в лаборатории ГИН АН СССР (табл. 1).

Таблица 1

Результаты карбонатного анализа пород верхнего девона и турнейского яруса нижнего карбона из скважины № 50

Пачки	Глубина взятия образца, м	М. н. о.	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	Σ	CaCO ₃	MgCO ₃	CO ₂ изб
Пачка известняково-доломитовых пород. Глубина 49—310 м	61.5 - 68 ^a	14,02	1,14	43,62	2,77	37,70	99,25	77,82	5,79	0,48
	64.5—68 ^b	4,08	0,40	51,81	1,34	42,25	99,83	92,43	2,80	0,12
	85—89 ^a	19,60	1,54	37,80	4,30	35,00	98,24	67,43	8,99	0,68
	85—89 ^b	5,46	0,84	29,08	19,78	44,45	99,61	51,88	41,09	0,14
	109—112,6	35,60	2,12	28,02	4,20	27,00	96,94	49,99	8,78	0,45
	144—146,8	18,24	0,84	43,88	0,67	34,85	98,48	78,28	0,86	0,26
	281—287 ^a	26,66	1,70	35,42	3,25	31,45	98,48	63,19	6,79	0,14
	281—292 ^b	32,32	1,80	29,34	4,97	29,05	97,48	52,34	10,39	0,63

Пачки	Глубина взятия образца, м	М. н. о.	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	Σ	CaCO ₃	MgCO ₃	CO ₂ изб
Пачка известняково-доломитовых пород с прослоями аргиллитов и алевролитов. Глубина 310—422 м	307,5—311 ^б	12,72	3,00	29,07	14,43	38,53	97,75	51,86	30,17	
	307,5—311 ^а	49,30	1,10	23,00	2,67	21,30	97,37	41,03	5,58	0,36
	349—355 ^б	2,64	0,40	53,40	0,57	42,85	99,86	95,26	1,19	0,37
	395,5—401,5	40,36	2,28	23,00	7,07	25,50	98,21	41,03	14,31	0,23
	401,6—406 ^а	43,74	1,60	26,96	1,91	22,75	96,96	48,09	3,10	0,43
	401,6—406 ^б	84,58				0,69				
Пачка алевролитов и аргиллитов. Глубина 422—470 м	461—467 ^а	44,32	4,18	23,79	3,63	21,50	97,42	42,44	5,46	1,02
	461—467 ^б	77,60				5,24				

Глинистый материал и другие нерастворимые примеси играют значительную роль в составе пород. Содержание их (м. н. о.)¹ колеблется от 4,08 до 84,58%. В нижней части разреза терригенный материал в ряде случаев преобладает над карбонатным и даже в верхней части в среднем составляет 15—20% породы.

Весьма сходное строение карбонатной толщи фаменского — турнейского ярусов наблюдается в разрезе скважины № 53 гидрогеологическая и во многих других глубоких скважинах.

Глинистый материал располагается в них по-разному. В ряде разрезов пачки алевролитов и аргиллитов встречаются не только в основании разреза, как в скважине № 50, но и среди карбонатных пород в верхних его горизонтах.

Карбонатные пачки представлены известняками, чаще всего органогенно-детритусовыми или мелкокристаллическими с фауной. Известняки чередуются с доломитами, которые образуют в них линзы, гнезда, пятна. Известняки часто также доломитизированы. Карбонатные породы, обогащенные терригенным материалом, обычно обладают тонкой слоистостью.

В обоих крыльях Аркалыкской синклинали и в восточном крыле Акжар-Ашутской несколькими скважинами вскрыты разрезы фаменской толщи, в которых глинистые сланцы и алевролиты преобладают над карбонатными породами. В таких случаях толща имеет преимущественно глинистый состав и содержит редкие прослои карбонатных пород. Разрезы этого типа наблюдаются в скважинах № 30, 37, 4910, 3770, 4514 и других.

Помимо рассмотренного типа карбонатной толщи, то в большей, то в меньшей степени обогащенной глинистым материалом, среди пород фаменского яруса нами встречены:

известково-доломитовые породы, содержащие прослои эффузивного материала;

известково-доломитовые породы с прослоями алевролитов и песчаников и

известковистые песчаники.

Такие породы если и не слагают всей толщи фаменского яруса, то во всяком случае образуют в ней значительные по мощности пачки.

Особенности строения этих толщ, структурные и текстурные признаки обычно отражаются в продуктах их выветривания.

¹ М. н. о. — минеральный нерастворимый остаток.

Б. А. Тюрин (1956, 1958), по данным нескольких скважин (№ 30, 37 и особенно № 50 гидрогеологической), пробуренных в районе Амангельдинских месторождений, выделяет алевролитовую пачку в отдельную свиту «черных пиритизированных аргиллитов». По его представлениям, свита залегает ниже известняков фамена на конгломератах и песчаниках среднего — верхнего девона ($D_2 + D_3^1$) и представляет собой нижний горизонт фамена. Мощность свиты 100—200 м. На поверхности она нигде не обнажается.

По нашим наблюдениям над составом пород верхнего девона по многим скважинам, «свита» В. А. Тюрина является фациальной разновидностью карбонатных и глинисто-карбонатных пород фаменского яруса верхнего девона.

Приведенные данные позволяют считать толщу пород фамена и турне не карбонатной, а глинисто-карбонатной.

Ниже приводим описания разрезов коры выветривания для рассмотренных здесь разновидностей глинисто-карбонатных пород фамена и турне.

Разрез 1. Кора выветривания известняково-доломитовых пород с прослоями алевролитов и аргиллитов

Ввиду того, что в разрезе коры выветривания скважины № 50 присутствуют только нижние горизонты выветрелой толщи, мы приводим здесь более полный ее разрез по скважине № 6060. Скважина пересекает снизу вверх следующие породы.

Слабо измененные коренные породы. Глубина 67—65 м. Представлены серым песчаникоподобным доломитом со сланцеватой текстурой. По трещинам наблюдаются бурые железистые налеты. Другие разновидности карбонатной толщи здесь не вскрыты.

Под микроскопом видно, что порода состоит из тесно примыкающих друг к другу ромбоэдров доломита размером 0,01—0,2 мм. Порода равномернокристаллическая, в тонких прожилках гидрогематит.

Изучение коры выветривания западной части Казахского нагорья показало, что она имеет зональное строение (Лисицына, 1955). В разрезе выветрелых толщ, развитых по осадочным породам палеозоя, выделяются три зоны, которые при описании разрезов мы будем обозначать цифрами I, II и III снизу вверх по разрезу.

Зона гидрослюдистых глин (I). (Нижняя зона коры выветривания.) Глубина 65—45 м

Прямо на доломите залегает серая глина, выше желтая песчанистая, иногда брекчированная с включениями обломков розовой, желтой и черной сажистой глины. Местами в глине присутствуют красно-бурые железистые бобовины.

Под микроскопом видно, что серая глина самой нижней части разреза (65—64 м) имеет гидрослюдистый состав с небольшой примесью чешуек каолинита и содержит очень немного угловатых зерен кварца размером от сотых долей до 2 мм. Структура глины весьма своеобразна. Под микроскопом в параллельном свете глина напоминает доломит и состоит из примыкающих друг к другу четко ограниченных ромбоэдров размером от 0,01 до 0,2 мм (см. приложение, табл. IV, 1, 2, 3). В скрещенных николях основная масса глинистая, чешуйчатой структуры, интерферирует в серых и золотистых тонах, на общем фоне выделяются отдельные чешуйки серицита.

Остаточная структура доломита слабо заметна. Ромбоэдры различаются только по ограничивающим их более светлым полоскам. Зазоры

между ними выполнены гидроокислами железа (см. приложение, табл. IV, 2).

Состав глин с элементами остаточной структуры доломита исследовался с помощью рентгеноструктурного анализа, проведенного в лаборатории Почвенного института АН СССР (аппарат УРС-70 с железным анодом, фильтр марганцевый).

На рентгенограмме образца с глубины 64 м были обнаружены дискретные линии, что указывает на присутствие частиц размером более 0,001 м. Они принадлежат прежде всего кварцу: 3,36 кх, 1,821 кх, 1,549 кх, 1,385 кх. Ряд отражений характерен для гидрослюда типа гидробитита: 001—10,24 кх, 003—3,36 кх, 004—2,512 кх, 005—2,002 кх. Имеются также отражения, характерные для каолинита: 001—7,04 кх, 002—3,58 кх. Нагревание до 600° вызвало исчезновение линий каолинита, а линии кварца стали ярче. При сравнении рентгенограмм неориентированных агрегатов с глицерином и без глицерина заметных смещений в области 10 кх не выявлено.

Следовательно, в образце имеется гидрослюда, каолинит, обнаружен кварц.

Выше по всему разрезу рассматриваемой зоны глины с остаточной структурой доломита присутствуют в виде прослоев и линз, иногда образуют гнезда в типичной алевритистой глине.

Желтые и пятнистые глины, сменяющие серые, вверх по разрезу песчанистые и алевритистые, местами содержат до 20—30% кластического материала и переходят в глинистый песчаник и алевролит.

Под микроскопом в составе зерен различаются кварц и аргиллиты, превращенные в глину. Преобладают зерна угловатые и слабо окатанные, размер их колеблется от сотых долей миллиметра до 2 мм и меняется в разных частях породы. В составе глинистых частиц присутствуют как гидрослюда, так и каолинит. Зерна кварца в ряде случаев даже в самых нижних горизонтах толщи корродированы гидроокислами железа. Кроме того, последние образуют вокруг зерен, образуя бобовины (приложение, табл IX, 4). Бобовины представляют собой сгустки гидроокислов железа округлой или овальной формы, четко отграниченные от основной массы. Размер их от 2—3 до 5 мм.

Зерна кварца замещаются также глинистым веществом. Помимо зерен, в породе присутствуют кристаллы вторичного кварца в виде хорошо образованных призм и шестигранных табличек размером до 1 мм. В основной массе наблюдаются псевдоморфозы гидроокислов железа по пириту.

Цементирующая масса, составляющая главную часть породы, имеет гидрослюдистый и каолинит-гидрослюдистый состав.

Прослой гидрослюдистых и каолинит-гидрослюдистых глин с остаточной структурой доломита встречены нами на глубине 64, 63, 53, 51, 48 и 45,5 м.

Эти прослой следует рассматривать как продукт глубокого пережжения первоначально глинисто-карбонатной породы (доломит, глинистая известняково-доломитовая масса) в процессе выветривания. Таким образом, материнская порода, превращенная затем в глинистую кору выветривания, состояла из глинисто-доломитовых прослоев, чередующихся с песчаниками и алевролитами. Доломиты и глинистый известняк не всегда образуют выдержанные прослой, но часто встречаются в виде линз и гнезд. Кальцит, который присутствует в составе толщи, так же как и доломит, не обладает столь же четкой структурой, а потому реликты его в глинистых продуктах выветривания слабо улавливаются. Пользуясь реликтовыми структурами, убеждаемся, что глинистая толща

скважины № 6060 имела до ее изменения процессами выветривания примерно тот же состав и то же строение, что и толща, вскрытая скважиной № 50, рассмотренная нами ранее.

По составу глин мы считаем рассмотренную пачку нижней зоной коры выветривания — зоной гидрослюдистых глин с примесью каолинита (Лисицына, 1955). В ней отчетливо сохраняются остаточные структуры материнской породы.

Зона каолинитовых глин с примесью гидрослюды (II). (Средняя зона коры выветривания.) Глубина 45—25 м

Желтые слоистые глины с извилистыми прослойками серого и сиреневого цвета, часто песчаные и алевролитистые. В нижней части встречаются прослои брекчиевидной текстуры, в верхней — лиловая мраморовидная тонкослоистая глина. Слои наклонены под углом 40—75°. Под микроскопом глина каолинитовая с примесью гидрослюды, окрашена гидроокислами железа, содержит от 1—2 до 10% угловатых зерен кварца размером до 0,1 мм. Выделяются чешуйки гидрослюды и вермикулиты каолинита размером 0,08—0,03 мм.

В глине обнаружены поперечные и продольные срезы органических остатков (криноидей?), скелет которых замещен глинистым материалом (приложение, табл. III, 1, 2). Присутствие их свидетельствует о том, что разрез пород, подвергавшихся действию процессов выветривания, имел преимущественно карбонатный состав. Другие структурные признаки первоначально карбонатной породы не улавливаются.

Зона каолинитовых глин (III). (Верхняя зона коры выветривания.) Глубина 25—22 м

Сложена розовато-лиловой тонкослоистой глиной. Слои наклонены под углом, величина которого колеблется от нескольких до 70—75°.

Под микроскопом можно видеть, что глина представлена каолинитом с примесью мелких чешуек гидрослюды. Структура чешуйчатая, в отличие от вермикулитовой, более характерной для переходной (средней) зоны. Присутствуют редкие зерна кварца, сильно трещиноватые, часто корродированные гидроокислами железа. Последние проникают также по трещинкам. Гидроокислы железа образуют местами конкреции округлой, иногда неправильной формы размером до 4 мм.

Выше без резкой границы на коре выветривания залегают бокситоносные породы.

Как видно из приведенного описания, толща глин представляет собой кору выветривания глинисто-карбонатных пород и связана с ними постепенным переходом. Явные признаки остаточной структуры материнских пород показывают, что вся глинистая толща в целом, включая и верхнюю ее часть, представляет собой кору их выветривания.

Наблюдения под микроскопом выявляют зональное строение коры. Нижняя ее часть мощностью 20 м сложена преимущественно гидрослюдистой глиной. Выше глина каолинитовая с примесью гидрослюды (20 м), верхняя часть существенно каолинитовая (4 м).

Рассмотрение приведенного разреза показывает, что глинисто-карбонатная толща может быть превращена в процессе выветривания в глинистую за счет растворения карбонатов и некоторого перераспределения глинистого вещества.

Разрез 2. Кора выветривания карбонатных пород, содержащих прослои песчаника (скв. № 4401)

Этот разрез находится на западном борту Шоиндыкульской трещиной впадины в междуречье рек Ашут и Тюлькусай. На глубине 52 м скважиной вскрыт темно-серый плотный, крепкий крупнокристаллический известняк с турнейской фауной. Известняк доломитизированный, органогенно-детритусовый, слабо окварцован, содержит примесь глинистого материала.

Вверх по разрезу на расстоянии всего лишь одного метра известняк сменяется глиной. Внешне глина светло-серая, тонкослоистая с прослоями желтого и сиреневого цвета, содержит песчаные прослои. В глине хорошо различимы отпечатки брахиопод. Под микроскопом различается примесь мелкокристаллического кварца. Порода сохраняет структуру доломитизированного, органогенно-детритусового известняка. Видны обломки остракод, криноидей, брахиопод, спикулы губок, очертания ромбоэдров доломита, замещенных глинистым веществом. Такие ромбоэдры рассеяны в породе и имеют размеры от 0,03 до 0,05 мм. При полном замещении доломита глиной грани их сохраняют четкие очертания.

Вверх по разрезу сохранившиеся в породе органические остатки наблюдаются реже, появляется заметная примесь мелких кварцевых зерен. Состав глин гидрослюдистый.

На глубине 32—26 м глина сменяется прослоем крупно- и мелкозернистого кварцевого песчаника с содержанием кварцевых зерен более 30%. Зерна угловатые и слабо окатанные, несут следы растворения. Цемент глинистый, каолиновый с примесью гидрослюд. Акцессорные — мелкие зерна циркона. Внешний вид глины резко меняется — слоистость исчезает, окраска становится очень светлой, почти белой с розоватыми и сиреневыми пятнами, главным образом по трещинам. По облику породе ближе всего напоминает пятнисто-окрашенную песчаную глину верхнего олигоцена, за которую ее иногда ошибочно принимают.

Тем не менее выше по разрезу песчаники снова сменяются глиной, в которой присутствуют обломки брахиопод и гастропод, а местами различаются скопления ромбоэдров доломита, замещенных глиной. Выше залегают зеленые глины неогена.

Рассмотренная глинисто-песчаная пачка представляет собой продукт выветривания своеобразной толщи, доломитизированных органогенно-детритусовых известняков, которые переслаиваются с кварцевым песчаником и алевритом. Об этом свидетельствуют отчетливые признаки структуры материнской породы. Здесь присутствуют две нижние зоны коры выветривания — зона гидрослюдистых глин и зона каолиновых глин с примесью гидрослюд.

Разрез 3. Кора выветривания известковистых песчаников (скв. № 8019)

Песчаник состоит из карбонатных зерен размером от 0,5 до 3 мм, которые представляют собой окатанные обломки организмов, главным образом криноидей. Некоторые из этих организмов частично окварцованы.

Цемент песчаника представлен алевритистой глиной, каолинит-гидрослюдистой по составу с примесью органического вещества и пирита в виде отдельных кристаллов и микрокристаллических агрегатов.

Характерной особенностью слабыветрелых пород такого состава является замещение отдельных карбонатных обломков глинистым веществом. В начальные стадии замещения карбонатные обломки на контакте с глинистым цементом приобретают неровные зазубренные края.

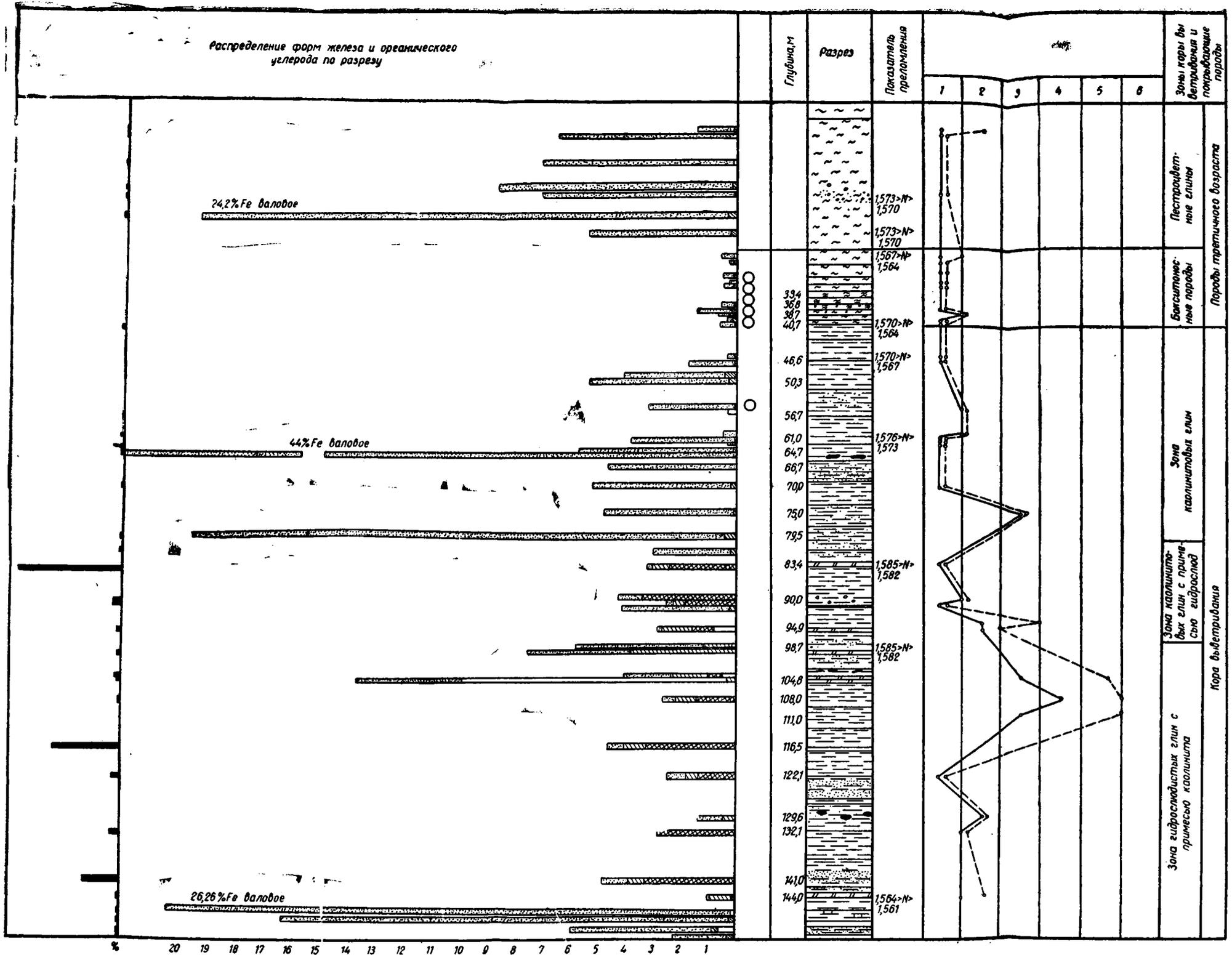


Рис. 3. Зоны коры выветривания пород фаменского яруса и распределение в них органического углерода и форм железа
Обозначения к диаграмме

α — железо окисное; β — железо закисное растворимое; γ — железо закисное сульфидное; ε — железо закисное обломочное; δ — углерод органический

Обозначения к колонке

Породы третичного возраста

I — глины пестрые; II — безбобовые бокситы и бокситоносные глины; III — бобовые бокситы и бокситоносные глины. Породы коры выветривания: IV — глины; V — глинистые пески; VI — углистые включения; VII — железистые алевролиты; VIII — железистые конкреции в глинах; IX — глины с примесью сидерита;

1 — кривая окрашивания глины метиленовым голубым; 2 — кривая окрашивания глины метиленовым голубым + KCl; 3 — свободный глинозем

Глинистое вещество проникает также по трещинкам, заполняет естественные пустоты (например, каналы у криноидей), разъедая карбонат. Почти полностью замещенные глиной обломки распознаются по мелким остаткам еще не замещенной карбонатной породы.

Верхние зоны коры выветривания здесь отсутствуют.

Разрез 4. Кора выветривания толщи алевролитов и аргиллитов с карбонатными прослоями (скв. № 3770)

Скважина № 3770 пробурена в северо-восточном крыле Акжар-Ашутской синклинали.

Результаты изучения этого разреза представлены на рис. 3.

Кривые нагревания глин приведены на рис. 4.

Рассматривая кривые нагревания, следует иметь в виду, что термическому анализу подвергались образцы глинистых пород коры выветривания без предварительной подготовки. Органическое вещество, гидроокислы железа, пирит, карбонаты и другие компоненты не удалялись. Таким образом, результаты анализа показывают не только преобразование минералов глин, но изменение глинистых пород коры в целом. Поэтому кривые нагревания для нижней зоны, где присутствуют многие примеси, довольно сложные, в верхней зоне мы наблюдаем почти чистый каолинит или каолинит с примесью гидроокислов железа.

Скважина не достигла неизмененных, материнских пород палеозоя, однако состав и строение пород нижних горизонтов коры выветривания, сохранивших особенности материнской толщи, дают достаточное представление о ее составе.

Снизу вверх обнажаются:

I) зона гидрослюдистых глин, глубина 151,6—98 м;

II) зона каолинитовых глин с примесью гидрослюды (глубина 98—80 м) и

III) зона каолинитовых глин, глубина 80—40 м.

Зона гидрослюдистых глин (I). Глубина 151,6—98 м

Глины темно-серые, иногда черные и светло-серые, слоистые. Слоистость тонкая, выражается в чередовании более темных и светлых прослоев толщиной в несколько миллиметров. Иногда чередуются глинистые и песчанистые или алевритистые прослои. Часто в породе рассеяны мельчайшие кристаллики пирита.

Тонкослоистые пачки разной мощности от нескольких сантиметров до нескольких метров чередуются в разрезе с неслоистыми черными и темно-серыми глинами. Слои наклонены, местами сильно смяты. Угол наклона колеблется от 45 до 80° (приложение, табл. II, 1).

Под микроскопом в тонкослоистой глине различаются:

1. Прослои гидрослюдистой глины чешуйчатого строения с золотистыми тонами интерференции, иногда с небольшой примесью каолинита.

2. Прослои алевритистой глины, обогащенной зернами кварца, каолинита, полевых шпатов, иногда микроклина с чешуйками серицита и глинистым цементом, гидрослюдистым по составу. Размер зерен — до 0,1 мм. В качестве примеси присутствуют в небольших количествах кристаллы пирита и органическое вещество. Из акцессорных чаще всего встречается циркон. В ряде случаев в глине присутствует халцедон, который выполняет трещинки и пустоты или образует мелкие линзочки в породе.

В нижних горизонтах на глубине 146,5—151,5 м встречаются очень плотные красно-бурые прослои железистого песчаника и алевролита толщиной порядка нескольких сантиметров.

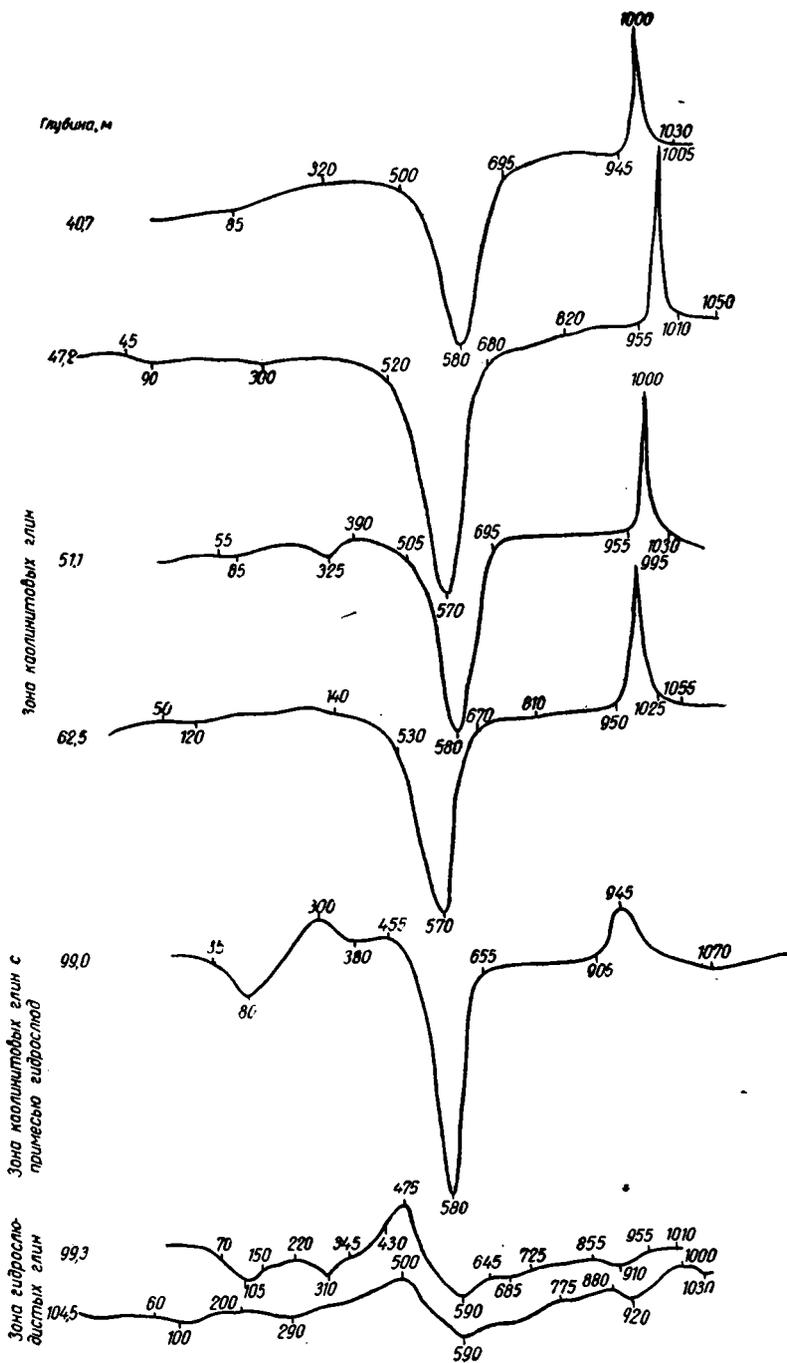


Рис. 4. Кривые нагревания глин коры выветривания пород фаменского яруса (разрез 4)

Красный железистый алевролит с глубины 146,5 м состоит из зерен кварца, сцементированных гидроокислами железа. Зерна размером до 0,1—0,2 мм угловатые, края их неровные, корродированы цементом. Наряду с кварцевыми зернами присутствуют зерна кварцита и чешуйки серицита.

Порода пористая, по-видимому, из-за полного выщелачивания части кварцевых зерен и, возможно, другого растворимого минерала.

Наряду с глинистыми и алевролитовыми прослоями встречаются прослой глинисто-карбонатных пород. Один из таких прослоев на глубине 104,8 м представляет собой гидрослюдистую глину с пятнисто расположенными в ней скоплениями крупнокристаллического сидерита. Кристаллы сидерита размером 0,01—0,1 мм имеют зонарное строение; встречаются также отдельные рассеянные в глине кристаллы и прослой мелкокристаллического строения. Глина имеет гидрослюдистый состав с примесью каолинита и чешуйчатую структуру. Местами сидерит количественно преобладает над глиной.

В виде примеси присутствуют единичные зерна микроклина размером 0,1 мм, серицита, пирита в виде кубических кристалликов размером до 0,2 мм, плагиоклазов. Акцессорные — циркон.

По данным химических анализов, примесь сидерита в количестве нескольких процентов присутствует в глинистых прослоях на глубине 104,5 м и в вышележащей пачке на глубине 99,3, а также 95 м.

Зона каолинистых глин с примесью гидрослюд (II).
Глубина 98—80 м

Серые глины переслаиваются с желтыми, в верхней части появляются сиреневые прослой. Тонкослойные пачки по-прежнему чередуются с неяснослойными, местами глины песчаные, песок образует в глине небольшие линзообразно выклинивающиеся прослой. Сиреневые глины имеют мраморовидный облик благодаря чередованию более темных, светлых, лиловых и белых прослоев. В верхней части пачки желтая глина иногда пятнисто окрашена в красный цвет. Слоистость извилистая, наклонная, преобладает угол наклона 45°.

Под микроскопом желтые глины гидрослюдистые или гидрослюдисто-каолинистые, содержат угловатые зерна кварца размером до 0,1 мм, присутствующие в количестве до 30%. Глина окрашена бурыми гидроокислами железа. Присутствуют линзообразные скопления мелкокристаллического кварца. Текстура микрослойная, иногда пльчатая. В серых и черных прослоях примесь пирита и органического вещества, присутствуют чешуйки серицита. Пирит и органическое вещество либо рассеяны в породе, либо концентрируются по слоистости. Пирит иногда окислен по краям. Зерна кварца корродированы гидроокислами железа.

Зона каолинистых глин (III). Глубина 80—40 м

Чередуются лиловые мраморовидные пятнистые, чаще тонкослойные глины и желтые, а также белые глины (приложение, табл II, 2). Чередование прослоев разной окраски обычно тонкое, толщина прослоев несколько сантиметров, мощность желтых и лиловых тонкослойных пачек достигает нескольких метров.

Встречаются редкие прослой песчаников. Под микроскопом желтые и сиреневые глины имеют каолинистый состав, редко с примесью гидрослюд.

На глубине 67 м и выше много крупных (0,5 м) трещиноватых слабоокатанных зерен кварца (приложение, табл. X, 2), трещинки часто

заполнены гидроокислами железа, которые корродируют зерна по краям. Массовое присутствие трещиноватых корродированных зерен кварца, носящих явные следы растворения, — характерная особенность верхних горизонтов описываемой толщи. Присутствуют также сгустки мелкокристаллического халцедона.

В составе бокситоносной пачки, залегающей на коре выветривания, и самих бокситов также присутствует трещиноватый кварц. В глинах вплоть до глубины 40,7 м встречаются окварцованные обломки фауны.

В соседних разрезах той же выветрелой толщи в верхних зонах (II и III) встречаются скопления красно-бурых плотных железистых бобовин. Размер их колеблется от 1—2 до 5 мм, форма неправильная, чаще округлая. Состав бобовин специально не изучался. По наблюдениям под микроскопом бобовины представляют собой сгустки гидроокислов железа, пропитывающие отдельные участки породы и имеющие простое строение. Этим они отличаются от сложных бобовин, распространенных в бокситах, внутренняя часть которых обычно имеет мелкобобовое строение.

Разрез 5. Кора выветривания карбонатных пород с прослоями туфов

В скважине № 60 Амангельдинского месторождения вскрыт разрез коры выветривания карбонатных пород фаменского яруса, содержащих прослой туфогенного материала.

В нижней части разреза известково-доломитовая порода переслаивается с глинистыми прослоями, присутствуют также прослой плагиоклазового туфа с основной массой из темного, слабо раскристаллизованного стекла.

Выше по разрезу карбонаты исчезают, толща приобретает глинистый состав, в нижней части гидрослюдистый, выше каолинитовый.

Разрез 6. Кора выветривания туфогенных пород турнейского яруса нижнего карбона (скв. № 27)

До сих пор присутствие кремнистых туфов в разрезе турнейского яруса в районе Амангельдинских месторождений не было известно.

Их присутствие было обнаружено при микроскопическом описании разреза из скважины № 27 (сопка Уш-Тюбе) при консультации В. Н. Ракумовой. Скважина пересекла толщу кремнистых пород мощностью более 80 м с многочисленными остатками мшанок, брахиопод, криноидей и кораллов.

При рассмотрении под микроскопом пород из самых низов разреза, пройденного скважиной, обнаружилось, что они представляют собой микрокристаллический агрегат кварца с примесью редких более крупных зерен и многочисленными перекристаллизованными спикулами губок.

Раковины брахиопод и скелеты мшанок окремнены почти нацело. Реликты карбонатов сохранились лишь в незначительных количествах.

Массовое присутствие спикул губок свидетельствует о том, что мы имеем здесь дело не со вторично окремненным известняком, как считали ранее, а с породой карбонатно-кремнистой по составу. Присутствие карбонатов доказывают многочисленные организмы с карбонатным скелетом (мшанки, брахиоподы, кораллы), встречающиеся по всему разрезу.

Ряд признаков структурных и текстурных, таких, как пористость, присутствие заостренных зерен кварца, спутанно-волоконистая структура основной массы, говорят о туфогенном происхождении породы, что позволяет определить ее как кремнистый туффит.

Таким образом, в составе турнейских отложений, слагающих сопку Уш-Тюбе, присутствуют туфогенные породы, имеющие значительную

мощность (десятки метров по скважине № 27, которая пересекла только часть толщи). Ниже приводим разрез коры выветривания этих отложений.

I и II зоны гидрослюдистых глин и каолинитовых глин с примесью гидрослюд

На глубине 90 м встречена порода светло-серого и лиловато-серого цвета, песчаникоподобная, тонкослоистая. Чередуются прослой толщины 1—2 мм, окрашенные гидроокислами железа в темно-лиловый цвет и почти неокрашенные, светло-серые. Местами присутствуют мелкие линзочки толщиной 1—3 см белого глинистого материала.

Выше, с глубины 84,5 м, порода становится трещиноватой и легко раскалывается на мелкие остроугольные обломки размером 2—5 см, стенки трещин окрашены гидроокислами железа в желтый цвет. При рассмотрении породы простым глазом видна микропористая ее текстура.

Тонкослоистая порода переслаивается с массивными прослоями.

И в той и в другой разновидности присутствуют обильные отпечатки крупных брахиопод и мшанок из семейства Fenestellidae.

По внешнему облику порода напоминает окремненный известняк. В отдельных прослоях наблюдается вкрапленность кубических кристалликов пирита.

Под микроскопом в шлифе из тонкослоистой ее разновидности (глубина 90 м) различается мелкокристаллическая основная масса и включения.

Включения составляют 2—3% породы и представлены зернами кварца угловатой формы размером 0,01—0,1 мм. Различаются также заостренные изогнутые обломки, характерные для туфовых пород, присутствуют редкие чешуйки серицита. Мелкокристаллический кварц замещает обломки криноидей и других организмов с первоначально карбонатным скелетом, от последнего остаются только очень небольшие участки мелкокристаллического карбоната.

Основная масса мелкокристаллическая, кремнистая, с поперечными и продольными разрезами окварцованных спикул губок. Структура основной массы спутанно-волокнистая и мелкопетельчатая. Отдельные участки в виде линз и скоплений неправильной формы размером 1—1,5 мм сложены почти изотропной глинистой массой, местами встречаются скопления точечных включений окислов железа. Текстура безпорядочная, пористая. Поры составляют примерно 5% породы. Размеры их колеблются от 0,1 до 0,4 мм, форма довольно разнообразная: округлая, удлинённая, ромбическая или призматическая. Порода представляет собой туффит, о чем свидетельствуют характерные структуры — заостренные зерна кварца, спутанно-волокнистая структура основной массы. В туффите, по-видимому, много более крупных пустот диаметром 1—3 см, заполненных рыхлой выветрелой массой.

С глубины 75 м и выше появляются прослой той же породы, но более рыхлой, глинистой. Окраска в одних случаях по-прежнему серовато-лиловая, в других — желтоватая.

Под микроскопом видно, что основная масса породы микрокристаллическая, интерферирует в низких тонах, глинисто-кремнистая по составу. В отличие от нижележащих прослоев характерно почти полное отсутствие пор. В основной массе различаются довольно четко очерченные участки овальной формы размером до 1 мм, сложенные почти изотропным глинистым веществом. Структура чешуйчатая. Присутствуют единичные зерна кварца угловатой формы. Местами по краям зерен заметно замещение их гидрослюдой. Окислы железа распреде-

ляются в виде точечных включений красного цвета в количестве порядка 1%.

Тонкослоистые прослои легко раскалываются на плитки, текстура породы становится сланцеватой. Пачки плитчатых сланцеватых пород чередуются с массивными.

Выше по разрезу порода сильнее окрашена гидроокислами железа, которые хорошо видны под микроскопом в виде красно-бурых сгустков неправильной формы, местами они имеют кубическую форму, свидетельствующую о том, что происхождение их связано с окислением пирита.

Гидроокислы железа в ряде случаев замещают по краям зерна кварца, а также выполняют поры в породе.

Примерно с глубины 50 м и выше количество глинистого материала в породе возрастает. На глубине 31 м глинистый прослой имеет каолинит-гидрослюдистый состав с примесью зерен кварца размером порядка сотых долей миллиметра. В основной массе различаются продольные и поперечные срезы спикул губок, сложенных халцедоном. Спутанно-волокнустая структура туффита здесь утрачивается. Структура глины перекрестно-волокнустая (по М. С. Швецову, 1948).

Выше (28—29 м) в глине встречаются прослои кварцевого песчаника с глинистым цементом. Зерна кварца размером до 1,5 мм слабо окатаны и составляют до 40% породы. По краям их заметны следы растворения и замещения глинистым веществом (каолинит) и гидроокислами железа. Встречаются также зерна, сложенные каолинитом. Цемент гидрослюдисто-каолинитовый. Породы пористые, встречаются обрывки мшанок и брахиопод, в большинстве случаев окремненных. Текстура слоистая и сланцеватая. Наклон слоев до 45°.

Верхняя часть разреза до подошвы покрывающей толщи пестроцветных глин миоцена представлена той же пористой глинисто-кремнистой породой, преимущественно со сланцеватой текстурой. Глина каолинитовая с примесью гидрослюды, в ряде прослоев почти изотропная. В отличие от нижележащих пород поры и пустоты теряют угловатые и округлые очертания, приобретают неправильную форму и соединяются извилистыми трещинками. Стенки трещинок и пор покрыты коркой раскристаллизованного халцедона. В основной массе встречаются скелеты мшанок и спикулы губок, замещенные халцедоном, а местами каолинитом и серицитом. Местами встречаются реликтовые (доли миллиметра) участки мелкокристаллического кальцита.

С 9 м и выше идет глина пестроцветной толщи миоцена.

Многочисленная фауна, встречающаяся по всему разрезу, представлена в основном крупными мшанками из семейства Fenestellidae, характерными для турнейского яруса.

Из брахиопод, которые также присутствуют во всех горизонтах толщи, С. М. Андроновым определены: *Productus deruptus* Rom, *Productus* sp., *Chonetes* sp., характерные для турнейского яруса Казахстана и Ферганы.

Помимо микроскопического изучения разреза, произведено окрашивание глин и термический анализ.

Химической лабораторией ГИН АН СССР выполнен карбонатный анализ, а также определения углерода, марганца и форм железа по всему разрезу.

Данные термического анализа и окрашивания вполне согласуются с результатами наблюдений под микроскопом. Вся толща коры выветривания туффита содержит примесь гидрослюдистых и каолинитовых глин. Содержание глин возрастает вверх по разрезу. Установление четкой зональности разреза коры выветривания здесь затруднительно из-за

присутствия кремнистого материала. Тем не менее в нижней части преобладают глины гидрослюдистого состава, в верхней — гидрослюдистые и каолиновые.

Железо присутствует в количестве 0,4—3,3%. Содержание его почти не меняется по разрезу. Породы практически бескарбонатны. Содержание серы, марганца (следы), углерода не превышает 0,1—0,2%.

Таким образом, процесс выветривания карбонатно-кремнистого туф-фита складывается, по-видимому, из следующих явлений:

1. Вынос карбонатов и замещение их кремнеземом. Сохраняются отдельные карбонатные участки раковин брахиопод, скелетов криноидей, мшанок.

2. Частичный вынос кремнезема и замещение его глинистым компонентом и гидроокислами железа.

3. Окисление железистых минералов (пирит). Разрушение гидрослюд и развитие каолинита.

В целом толща изменена значительно слабее, чем рассмотренные выше породы карбонатно-глинистого состава.

Разрезы 7 и 8. Кора выветривания карбонатных и глинисто-карбонатных пород с горизонтами окварцевания и ожелезнения

В приведенных нами разрезах осталась неосвещенной еще одна особенность коры выветривания, достаточно широко распространенная в районе Амангельдинских месторождений. Это присутствие в нижней части выветрелой толщи горизонтов окварцованных (окремненных) и ожелезненных пород. Как можно было видеть из приведенных данных, выветривание не всегда сопровождается окремнением.

Разрез коры выветривания с окремненными прослоями Б. А. Тюрин (устное сообщение) наблюдал в скв. А и в обнажении по р. Аркалык (восточное крыло Аркалыкской синклинали).

Неизмененные доломиты в скважине А на глубине 28 м переходят вверх в желто-зеленые слабонергелистые, элювиальные глины с кусками карбонатных пород, которые представляют собой нижнюю зону коры выветривания — «зону химического разложения карбонатных пород и растворения и выноса карбонатов».

У русла р. Аркалык, по мнению Б. А. Тюрина, обнажается «верхняя окремненная шляпа коры выветривания доломитов», состоящая из криптокристаллического кремнезема.

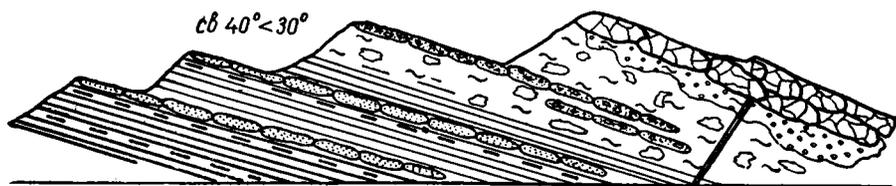
По нашим наблюдениям, выветривание карбонатных пород фаменского яруса, сопровождавшееся их окремнением, происходило в районе месторождения в достаточно широких масштабах.

Кора выветривания такого типа обнажается в западном и восточном крыльях Аркалыкской синклинали.

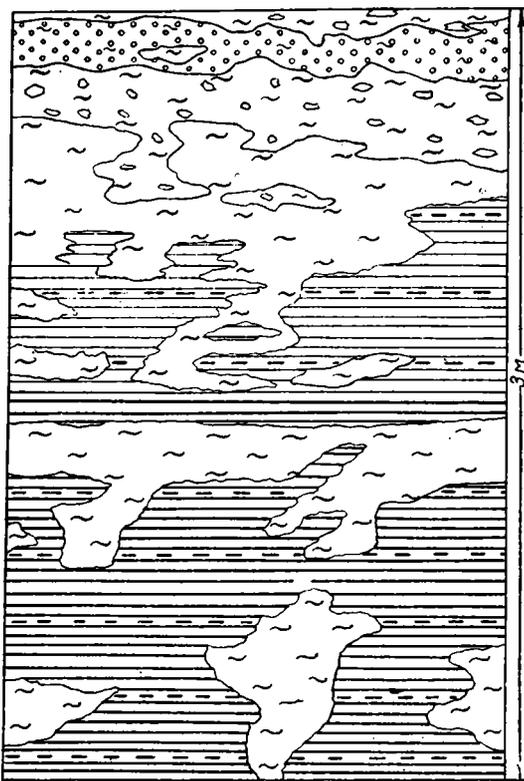
В восточном крыле, там, где его пересекает русло р. Аркалык (разрез 7), мы наблюдали следующий разрез (снизу вверх).

1. Желтая кремнистая порода, слабо пористая со ступенчатым изломом. Внутри породы много округлых жеод, стенки которых покрыты прозрачной щеткой кристалликов кварца. Местами наблюдаются округлые гроздьевидные кремнистые натёки.

Описанная порода переслаивается с кремнистой тонкослоистой и причудливо пористой «скелетной» породой. Последняя образовалась при выщелачивании карбонатных участков из кремнисто-карбонатной породы. Под микроскопом все ее разновидности представляют собой мелкокристаллический агрегат кварцевых зерен, которые тесно примыкают друг к другу. Размер их достигает до 0,1 мм. Поры разнообразной, но чаще всего ромбовидной формы. Часть из них выполнена более круп-



I



II

-  1
-  2
-  3
-  4
-  5
-  6
-  7
-  8
-  9

Рис. 5. Разрез коры выветривания глинисто-карбонатных пород фаменского яруса в западном крыле Аркалыкской синклинали:

I — общий вид обнажения; II — детальный разрез верхней части толщи; 1 — желтая тонкослоистая глина с прослоями железистых алевролитов; 2 — сиреневая тонкослоистая глина с прослоями железистых алевролитов; 3 — пласты железистого песчаника; 4 — белая неслоистая глина; 5 — белая глина с красными пятнами; 6 — глиноземистый железняк; 7 — скопление железистых желваков в глинне; 8 — красный бобовый каменный боксит; 9 — место, где сделан детальный разрез II.

ными, чем в основной массе, кристаллами кварца или гидроокислами железа.

Встречаются идиоморфные кристаллики кварца призматической формы, которые в поперечном разрезе имеют вид шестиугольных табличек. Размер их $0,5-0,7 \times 0,2-0,05$ мм (приложение, табл. V, 1).

По своим структурным особенностям первичная порода, по-видимому, имела кальцит-доломитовый состав со скоплениями ромбовидных кристаллов доломита. Видимая мощность 1—2,5 м.

2. Выше по разрезу окремненная порода сменяется обломочной, причем окварцованные обломки известняково-доломитовой породы угловатой формы размером 1—3 см разделены светло-серой, почти белой глиной. Переходы от твердых обломков к глинистой массе нечеткие.

3. Еще выше глина слоистая светло-серая каолинит-гидрослюдистая, с пятнами красно-бурого ожелезнения.

К югу по простиранию восточного крыла Аркалыкской синклинали в небольшой гряде слабо выветрелые окремненные породы ожелезнены и превращены в бурые плотные или кавернозные. Под микроскопом различаются рассеянные в мелкокристаллической основной массе идиоморфные призматические кристаллы кварца размером до 0,2 мм с шестиугольным поперечным сечением. Основная масса окрашена в красный и бурый цвет рассеянными в ней гидроокислами железа.

Выше окварцованных пород залегают сиреневые и желтые глины. Сходный разрез наблюдается и в западном крыле Аркалыкской синклинали (разрез 8, рис. 5).

У подножья гряды в обломках встречен окварцованный доломит, состоящий из тесно примыкающих друг к другу кристаллов кварца с сохранившейся первоначальной структурой доломита в виде ромбэдров зонарного строения.

Выше часть склона задернована, затем обнажаются:

1. Пачка желтых и сиреневых тонкослоистых глин. Сиреневые глины алевролитистые, тонкослоистые, каолинитовые с примесью гидрослюда, содержат угловатые зерна кварца размером порядка сотых долей миллиметра. Окислы железа вишнево-красного цвета распределены по слоистости в виде мельчайшей вкрапленности или образуют псевдоморфозы по пириту. Желтая глина окрашена гидроокислами железа, которые распределяются пятнисто. Мелкокристаллический агрегат каолинита образует округлые включения и выполняет трещинки, перпендикулярные слоистости.

Желтые и сиреневые глины переслаиваются между собой. Мощность 6 м.

2. Выше лиловая тонкослоистая глина пятнами обесцвечена, превращена в белую бесструктурную глину. Обесцвеченные участки имеют неправильную форму, чаще образуют вертикальные полосы шириной до 1 м, сливающиеся друг с другом и выклинивающиеся.

По составу белая обесцвеченная глина отличается от сиреневой только очень малым содержанием гидроокислов железа. Мощность зоны обесцвечивания 1—5 м.

В верхней части пачки каолинитовая глина мелкопористая. Характерна форма пор: наряду с бесформенными, соединяющимися тонкими трещинками между собой, наблюдаются поры шестигранной и табличчатой формы, по-видимому, результат растворения идиоморфных призматических кристаллов кварца; местами поры выполнены каолинитом. Зерна карбонатов совершенно отсутствуют. Общая мощность желтых и лиловых глин 2,5 м.

3. Выше глина белая с красными пятнами более плотных ожелезненных глин. Внутри ожелезненных участков содержатся гнезда красно-бурых железистых желваков.

Белая глина алевритистая с примесью угловатых зерен кварца, имеющих сплошь да рядом призматическую и шестигранную таблитчатую форму с реликтами карбонатов. Основная масса каолининовая с примесью гидрослюд, длиноволокнистой структуры.

Желвак железистой глины имеет тот же состав глинистого компонента. Глина пропитана красно-бурыми гидроокислами железа, которые выполняют также пустоты в виде округлых сгустков красно-коричневого цвета. Глина содержит угловатые зерна кварца. Небольшие пустоты очень часто заполнены мелкокристаллическим гиббситом. Следовательно, в пятнистой зоне характерно отсутствие железа во вмещающей массе глины. Железо концентрируется в желваках и около них. Размеры и количество желваков возрастают в верхней части пятнистой пачки, где они, сливаясь, образуют желваковый горизонт (см. рис. 5, II).

Там же концентрируются гидраты глинозема, который затем выкристаллизовывается в мелких порах в виде гиббсита.

Мощность пятнистой глины с железистыми желваками 2,5—3 м.

Выше без резкой границы залегают бокситы. Вся толща глин коры выветривания и бокситов наклонена на СВ 25° под углом 20—30° (см. рис. 5, I).

В приведенных разрезах коры выветривания в нижней части присутствуют горизонты окремненных плотных и пористых пород («скелетные породы»), представляющих собой результат окварцевания кальцито-доломитовых прослоев параллельно с выщелачиванием карбонатов.

Присутствующие в них идиоморфные кристаллы кварца, которые в неизменных породах не встречены, а также сам факт нахождения окремненных пород в низах разреза выветрелой толщи косвенно указывает на то, что окварцевание происходило в начальные стадии процесса выветривания. Подобное явление наблюдал также В. П. Петров (1948) в нижних горизонтах выветрелой толщи известняков на Урале.

Окварцованные прослои и пачки, которые в нашем случае залегают в нижней части выветрелой толщи, в сильно измененном виде встречаются и в более высоких горизонтах коры выветривания. Там сплошь да рядом наблюдаются прослои кавернозного бурого железняка, который при рассмотрении под микроскопом оказывается пористой породой, пропитанной гидроокислами железа.

По стенкам пор наблюдаются лучистые оторочки гематита. Мелкие поры имеют ромбовидную или призматическую форму и указывают на то, что сильно ожелезненная порода произошла за счет изменения окварцованной карбонатной породы (кальцит-доломитовой или доломитовой) с идиоморфными кристаллами кварца.

Сопоставляя два факта, а именно — образование окремненных пород в нижней зоне коры выветривания и дальнейшее превращение их в бурые ожелезненные породы в верхних зонах, приходим к выводу с том, что здесь мы имеем дело с двумя различными этапами выветривания. В нижней зоне происходит окремнение, в верхних — «раскремнение», по терминологии И. И. Гинзбурга (1951). Оба этапа разделены значительным промежутком времени. Как отмечает И. И. Гинзбург, для раскремнения весьма характерно замещение кварца гидроокислами железа и марганца.

Итак, кремнезем, освобождающийся в процессе образования верхних зон коры выветривания, фильтруется вниз по разрезу и осаждается там, где встречается известняково-доломитовые породы. Механизм замещения карбонатов кремнеземом еще окончательно не изучен.

Дальнейшее выветривание приводит к углублению нижней зоны за счет изменения свежих пород. Ранее окварцованные прослои попадают в верхние зоны, для которых характерен вынос кремнезема (растворение зерен кварца в разрезах 1, 4). Здесь происходит «раскремнение», сущность которого состоит в растворении кварца, возможно, под влиянием гидрокарбонатно-кальциевых вод. Кварц замещается в нашем случае гематитом.

Толща, залегающая выше окремненных пород, (в рассмотренных нами разрезах), имеет глинистый состав и зональное строение, так же как и в тех разрезах, где окварцованные горизонты отсутствуют. Таким образом, окварцованные породы, по-видимому, не следует рассматривать как верхнюю окремненную шляпу коры выветривания. Напротив, окварцевание — это один из начальных процессов выветривания, сущность которого состоит в выносе SiO_2 из верхней зоны и осаждении его в нижней зоне.

Окварцевание происходило избирательно, затрагивая карбонатные прослои и, по-видимому, минуя глинистые. Поэтому окварцованные пачки чередуются в разрезе с неокварцованными. Это обстоятельство, вероятно, является причиной того, что в одних разрезах мы встречаем окварцованные породы в нижней зоне, или прослои пористого бурого железняка, в которые они переходят в верхних зонах коры выветривания, в других разрезах такие прослои отсутствуют. Интересным фактом является присутствие гиббсита в основании верхней пачки рассмотренного нами разреза коры выветривания.

Происхождение его в этих породах можно объяснить следующими двумя путями:

1. Накопление свободного глинозема может происходить за счет разрушения алюмосиликатов от выноса кремнезема, что и наблюдается в природе. Об этом свидетельствуют многочисленные пустоты таблитчатой формы от растворения кварца, местами выполненные каолинитом. Свободный глинозем в дальнейшем перемещается в породе и выкристаллизовывается в виде гиббсита по стенкам пор.

2. Можно также предположить инфильтрацию растворенного глинозема из вышележащей бокситовой пачки.

Тот факт, что глинозем перераспределяется внутри бокситового тела и выкристаллизовывается в виде гиббсита по стенкам пор и трещин, хорошо известен и наблюдается повсюду в бокситах Амангельдинских месторождений. Однако перемещение его в кору выветривания сомнительно по двум причинам:

во-первых, в верхней части той же пачки выветрелых пород, залегающих непосредственно под бокситом, гиббсит не встречен;

во-вторых, кристаллики гиббсита присутствуют только внутри железистых конкреций. В разделяющей их глинистой массе ни в порах, ни по трещинкам гиббсит не обнаружен.

В связи с появлением гиббсита в верхней пятнистой пачке коры выветривания нельзя не подчеркнуть ряд других особенностей описываемого разреза.

Глины коры выветривания в разрезе западного крыла Аркалыкской синклинали покрываются бокситовой толщей, в которой различаются породы следующих разновидностей: бокситы крупнобобовые каменные,

железистые, мелкобобовые каменистые железистые, каменистые, «червяковой» текстуры и кавернозные бурые железняки.

Помимо постепенного перехода от пятнистой пачки коры выветривания с желваковым горизонтом в верхней части к бокситовой и согласного их залегания (вся толща дислоцирована и наклонена на СВ под углом 25—30°) наблюдаются и другие черты сходства.

Сюда относятся: 1) сходство литологического состава железистых желваков коры и кавернозного бурого железняка бокситовой пачки и главным образом сходство текстурных особенностей. И в коре выветривания, и в буром железняке бокситовой пачки, а также в «червяковом» боксите в основной сильно железистой массе наблюдаются таблитчатой и шестигранной формы пустоты от растворения кристаллов кварца. Местами, особенно в коре выветривания, в них частично сохраняется кварц, в боксите же по стенкам таких пустот выкристаллизовывается гиббсит (приложение, табл. VI, 1, 2). Вынос кремнезема, который, несомненно, происходит в коре выветривания, что вытекает из описания данного разреза и наблюдается в других, сопровождается в бокситах замещением кварца гиббситом. Об этом свидетельствуют широко распространенные случаи выполнения гиббситом шестигранных и таблитчатой формы пустот от растворения кварца, а также ромбических, унаследованных от доломита.

Пример активного замещения крупного зерна кварца гиббситом можно видеть в приложении табл. VI, 3, где довольно крупные столбчатые кристаллы гиббсита корродируют зерна кварца по краям и проникают по трещинам внутрь него.

Общие черты строения коры выветривания глинисто-карбонатных толщ

Подводя итоги рассмотрения разрезов коры выветривания карбонатных толщ разного строения, можно утверждать, что, несмотря на существенные отличия в составе и структуре материнской породы, все они в процессе выветривания приобретают глинистый состав.

В разрезе коры выветривания по составу глин выделяются три зоны: нижняя — зона гидрослюдистых глин (I), переходная — зона каолиновых глин с примесью гидрослюд (II) и верхняя — зона каолиновых глин (III).

Более подробно на характерных особенностях каждой зоны мы остановимся особо. Здесь же с точки зрения познания процесса выветривания именно карбонатных пород рассмотрим имеющиеся данные о характере перехода существенно карбонатной материнской породы в глинистую.

Изучение образцов под микроскопом показало, что превращение карбонатной породы в глинистую происходит за счет выщелачивания карбонатов и одновременного замещения их кристаллов глинистым веществом. При этом на определенном этапе сохраняется первичная структура карбонатной породы.

Наиболее четко сохраняются очертания ромбоздров доломита (приложение табл. IV, 1, 2, 3) и органических остатков, замещенных глинистым веществом или окварцованных (приложение табл. III, 1, 2, 3).

Состав глин в слабо измененной породе с трудом поддается определению под микроскопом. Термический анализ показывает на смесь глинистых минералов, состав которой ближе всего к гидрослюдистому. Выше по разрезу глина становится гидрослюдистой.

В связи с тем, что замещение карбонатных участков породы глинистым веществом представляет существенный интерес, состав глин с остаточной структурой доломита исследовался с помощью рентгеноструктурного анализа. По этим данным глины также имеют гидрослюдистый состав. Для образца глин из другого разреза (скв. 60, глубина 177 м) получена рентгенограмма аналогичного характера, только линии каолинита значительно слабее.

В составе глин преобладают гидрослюды, имеется незначительная примесь каолинита, обнаружен кварц.

В ряде случаев прямо на карбонатных породах залегают каолиновые глины с примесью гидрослюд.

Нижняя зона гидрослюдистых глин в таких разрезах отсутствует.

Каждая из составляющих глинисто-карбонатной толщи ведет себя по-разному. Кальцит и доломит не сохраняются в продуктах выветривания. Они выщелачиваются, растворяются, минерализуют циркулирующие в породах воды и тем самым способствуют изменению глинистого материала. Глинистый материал на первой стадии выветривания в основном перераспределяется, замещая карбонаты и принимая в ряде случаев форму их кристаллов. При этом породы из карбонатных с примесью глинистого или туфогенного материала превращаются в глинистые почти без примеси карбонатов.

Поскольку наблюдается привнос спор и пылицы даже в нижние зоны коры выветривания, можно было бы предположить также существование привноса глинистого материала. Однако последнего не происходит, во всяком случае в больших масштабах. Об этом свидетельствует ненарушенная текстура материнской породы. Тонкая слоистость, пятнистое расположение материала в исходной породе обычно сохраняются вплоть до верхней зоны коры выветривания.

Структуры доломита, органогенно-детритусового известняка и другие сохраняются в нижней зоне коры выветривания и постепенно исчезают выше по разрезу при изменении гидрослюдистых глин в каолиновые. Структура глин также претерпевает изменение. Чешуйчатая структура, свойственная глинам гидрослюдистого состава, в каолиновых глинах становится мелкокристаллической с рассеянными в основной массе более крупными вермикулитами каолинита. Участками структура пелитоморфная. Мощность коры выветривания глинисто-карбонатных пород колеблется от 10—30 до 100 м.

Границы между зонами, как можно видеть из разрезов, в общем случае весьма постепенные, не резкие. Однако многие скважины, пересекающие толщи выветрелых карбонатных пород, вскрывают чередование глубоко измененных пород со слабо измененными карбонатами. Такой пример наблюдается в разрезе скважины № 5501. Здесь, начиная с глубины 69 м и до забоя скважины на глубине 98 м, доломит и кальцит-доломитовая порода чередуются с гидрослюдистой глиной, песчано-алевритистой, окрашенной гидроокислами железа в желтовато-красный и желтый цвет. Мощность карбонатных и глинистых прослоев колеблется от 0,4 до 2—3 м.

По остаточным структурам, наблюдаемым под микроскопом, видно, что глинистые прослои представляли собой тонкослоистую породу, в которой чередуются алевриты с глинисто-карбонатными линзами и прослойками.

Хорошо видна остаточная структура доломита в виде скоплений ромбоэдров. Карбонатные прослои представлены мелкокристаллическим доломитом, состоящим из ромбоэдров. Очевидно, что в скважине

№ 5501 вскрыта неравномерно измененная карбонатная толща, в которой среди сильно выветрелых, превращенных в глину пород, сохраняются слабо измененные останцы кальцит-доломитовых прослоев.

Хорошо заметная остаточная структура доломита сводит на нет предположение о том, что красные и желтые глины представляют собой заполнение глиной полостей карстового типа среди карбонатных пород.

Такое сложное строение выветрелой толщи объясняется следующими причинами. С одной стороны, в результате дислоцированного характера залегания слоистой материнской толщи грунтовые воды, вероятно, распространяются вдоль пластов, проникая главным образом по более проницаемым прослоям и оставляя незатронутыми менее проницаемые слои между ними. С другой стороны, прослои одного состава изменяются сильнее, превращаясь в пластичную глину, другого же состава — слабее. Еще одна причина неровностей границ заключается в том, что породы, подвергаясь выветриванию, сильнее изменяются вдоль трещин и корней растений, проникающих на глубину в несколько десятков метров. Примером такого местного изменения породы вдоль трещинки является окисление черной глины на глубине 91 м в скважине № 3860 (приложение, табл. II, 3). Сильно окисленные участки в центральной части имеют красный цвет и окружены по периферии менее окисленной каемкой белого цвета.

Более того, в нескольких разрезах коры выветривания глинисто-карбонатных пород в нижней зоне (I), ниже слоев с палеозойской фауной, были встречены третичные пыльца и споры. Этот факт также свидетельствует о проницаемости коры для водных растворов на большую глубину там, где создаются для этого благоприятные условия.

Разрез 9. Кора выветривания песчано-сланцевой толщи среднего девона — франского яруса ($D_2 + D_3^1$). Скв. № 29 и 4186

Песчано-сланцевая толща среднего девона — франского яруса широко распространена в Шоиндыкульской впадине. В ее составе преобладают красноцветные и зеленовато-серые конгломераты, песчаники, алевролиты; в обломках — изверженные породы кислого состава и их компоненты.

Разрезы коры выветривания этих пород можно наблюдать западнее и восточнее Аркалыкской синклинали. Один из таких разрезов вскрыт скважиной № 29. В нем коренные породы представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами.

Под микроскопом песчаники имеют следующий состав и строение (глубина 54—52 м).

Зерна составляют более 50% породы, имеют угловатую форму, реже слабо окатаны, размеры их колеблются от 0,1 до 1 мм. В других прослоях они достигают 1—5 мм. В составе зерен: кварц, микроклин, плагиоклазы (альбит-олигоклаз), чешуйки биотита, хлорита и серицита. Все они в верхней части пачки носят следы изменения процессами выветривания. Присутствует циркон в виде единичных окатанных зерен. Сортировка зерен слабая.

Цемент типа пор, глинистый, местами карбонатный. Карбонаты располагаются пятнами и представлены кальцитом. Они корродируют зерна плагиоклазов и кварца и являются вторичным компонентом.

Наблюдается также примесь гидроокислов железа, которые образуют местами тонкую вкрапленность, но чаще присутствуют в виде бурых каемок или вкрапленников в зернах хлорита.

Песчаники переслаиваются с алевролитами и аргиллитами, прослой имеют линзообразный характер, мощность их меняется от миллиметров до нескольких сантиметров. Алевролит имеет тот же состав, что и песчаник. Карбонаты отсутствуют, цемент пропитан гидроокислами железа.

Разрез коры выветривания песчано-сланцевой толщи франского яруса описан нами по скважине № 4186, пробуренной в ядре антиклинали, примыкающей с запада к Аркалыкской синклинали.

I. Зона гидрослюдистых глин (с примесью каолинита). Глубина 39,5—15,0 м

В нижней части — это толща лиловых тонкозернистых и грубозернистых аркозовых песчаников, чередующихся с глинистыми сланцами в виде прослоев толщиной 10—20 см. Как песчаники, так и сланцы тонкослоистые вследствие чередования тонких (1—2 мм) линзообразных прослоев песчанистого и алевролитового материала. Встречаются прослой массивной текстуры.

На глубине 39,5—35,5 м эти породы слабо изменены. В составе песчаников плагиоклазы серицитизированы, причем наблюдаются все стадии их изменения от помутнения поверхности до полного замещения мелкочешуйчатыми гидрослюдами, которые слагают измененные зерна, принимая их форму.

Кварц корродирован по краям и трещинкам и также частично замещен глинистым материалом.

Довольно устойчивым минералом является микроклин, однако и этот минерал в крупных зернах в ряде случаев пелитизирован и замещен гидрослюдой (приложение, табл. X, 3).

Хлорит, изменяясь, переходит в конечном счете в более высоких зонах в каолинит. Обычно присутствуют переходные разности, зеленые в простом свете, с заметным плеохроизмом от светло-зеленого до густо-зеленого, в скрещенных николях, отличающихся яркими цветами интерференции. Биотит светлеет, изменяясь в гидробиотит.

В цементе преобладает гидрослюдистая глина с примесью хлорита в виде крупных чешуек и мелкочешуйчатых пятен. Глина окрашена тонко рассеянными гидроокислами железа.

В верхней части пачки (глубина 15—20 м) в цементе появляется примесь каолинита.

II. Зона каолинистых глин с примесью гидрослюд. Глубина 10—15 м

В нижней части зона представлена желтыми и сиреневыми тонкослоистыми глинами с прослоями, обогащенными зернами кварца.

Под микроскопом наблюдается чередование глинистых и алевролитовых прослоев толщиной 1—3 мм.

Глина светлая, почти без примеси гидроокислов железа, чешуйчатой структуры. В составе ее преобладают гидрослюда и каолинит. В чешуйчатой основной массе рассеяны более крупные листочки гидрослюды и пакетики каолинита.

Прослой алевролита содержат до 10% зерен. В составе зерен кварц, полевые шпаты, чешуйки хлорита, серицита. Форма зерен угловатая, размер — сотые доли миллиметра. Цемент алевролита гидрослюдистый, с примесью каолинита. Отчетливо видно преобразование гидрослюды

в каолинит и постепенный переход их чешуек в кристаллы — «пакеты» каолинита.

Чешуйки при рассмотрении их в скрещенных николях утрачивают яркие цвета интерференции, бледнеют и веерообразно расщепляются. При этом часть расщепившихся чешуек сохраняет золотистый оттенок. Далее вся чешуйка в целом превращается в «пакет» каолинита, червеобразно изогнутый, с поперечной исчерченностью. Цвета интерференции становятся светло-серыми, характерными для каолинита. В одном шлифе обычно удается наблюдать все переходные разности. В цементе примесь гидроокислов железа в виде красных и желтых пятен.

Встречаются линзообразные прослои песчаника мелко- и крупнозернистого до гравелита. Состав тот же, что и прослоев алевролита.

Желтые и сиреневые тонкослоистые глины и песчаники выше по разрезу обелены.

В песчанике присутствуют почти исключительно кварцевые зерна. Все они носят следы растворения по краям или трещиноваты. Вдоль трещин образуются заливы глинистого материала. Аксессуарные — циркон. Цемент глинистый, с преобладанием каолинита. Структура мелкочешуйчатая, местами чешуйчато-волокнистая (длинночешуйчатая). Более крупные пакеты каолинита встречаются там, где они замещают чешуйки гидрослюд.

Глинистые прослойки имеют тот же каолинит — гидрослюдистый состав.

В верхней части пачки наблюдается пятнистое железистое окрашивание. Гидроокислы железа либо рассеяны в породе в виде мельчайшей вкрапленности, либо концентрируются по трещинам и в порах в виде пятен.

В рассмотренном разрезе по составу глин выделяются две зоны: зона гидрослюдистых глин (с примесью каолинита) мощностью в среднем около 20 м (от 39,5 до 15 м) (I зона) и зона каолинитовых глин с примесью гидрослюд мощностью 15 м (II зона).

Отдельные минералы, которые входят в состав зерен песчаника, меняются в процессе выветривания следующим образом. Плаггиоклазы присутствуют главным образом в нижней зоне, они корродированы и частично замещены гидрослюдой, а в тех случаях, когда в цементе присутствуют карбонаты, также и кальцитом. В верхней части зоны каолинитовых глин с примесью гидрослюд они полностью замещены гидрослюдами.

Микроклин более устойчив, подвергается тем же изменениям, что и плаггиоклазы, но медленнее и исчезает только в верхах зоны каолинистых глин с примесью гидрослюд.

Хлорит, изменяясь, приобретает яркие цвета интерференции и полностью исчезает из разреза в верхних зонах коры выветривания — вероятно, замещается каолинитом, который здесь преобладает.

Кварц более устойчив, в нижней части коры корродирован, частично замещен глиной, но и в верхней ее части исчезает только частично. Крупные зерна распадаются на более мелкие извилистых очертаний, разделенные проливами глинистого материала.

Гидрослюды образуются в нижней зоне по биотиту и плаггиоклазам, в зоне каолинистых глин они замещаются крупнокристаллическим каолинитом и почти исчезают в верхней ее части.

Количество гидроокислов железа увеличивается в верхней части разреза. Псевдоморфозы по пириту или выделения за счет разложения силикатов здесь не наблюдаются. Гидроокислы железа присутствуют в виде пятен или образуют бобовины.

Акцессорные — циркон, сфен сохраняются по всему разрезу.

Помимо приведенного разреза, который характеризует кору выветривания песчано-сланцевых пород среднего девона — франского яруса, нами были просмотрены шлифы из выветрелой толщи, развитой по породам того же возраста, но в других частях Шоиндыкульской впадины, преимущественно к западу от Аркалыкской синклинали.

Все просмотренные разрезы очень близко напоминают разрез по скважине № 4186. Различия касаются деталей, заметных главным образом в нижней части коры, и отражают различия в строении исходных пород. Во всех разрезах, как правило, выделяются нижние зоны профиля коры выветривания: зона гидрослюдистых глин и переходная зона каолинистых глин с примесью гидрослюд. Верхняя зона каолинита обычно недоразвита или отсутствует.

Разрез 10. Кора выветривания гранитов (скв. № 8055)

Кора выветривания гранитов всюду присутствует на гранитных массивах, обрамляющих Шоиндыкульскую впадину, там, где они покрыты более молодыми отложениями, защищающими кору выветривания от эрозии.

Один из разрезов коры выветривания гранитов вскрыт скважиной № 8055 в небольшом массиве, расположенном к северу от Капта-Адырского массива в междуречье рек Терсаккан и Тюлькусай.

Здесь снизу вверх имеем следующий разрез.

Глубина 51—41 м. Розовый, крупнокристаллический гранит, хрупкий, выветрелый, состоит из крупных кристаллов кварца, калиевого полевого шпата и олигоклаза (олигоклаз преобладает). Размер кристаллов 0,5—3 мм. Олигоклаз характеризуется двойниковой структурой и состоит из полисинтетических двойников.

В виде небольшой примеси встречается биотит и, по-видимому, роговая обманка, о присутствии которой можно судить только по реликтовой структуре. Акцессорные — сфен, циркон.

Порода носит следы изменения под действием процессов выветривания. Кварц почти не изменен, калиевые полевые шпаты частично замещены гидрослюдой, которая развивается по трещинкам спайности в виде мелкочешуйчатых агрегатов на поверхности кристаллов, выполняет трещинки, секущие кристаллы.

Биотит почти нацело превращен в гидрослюду.

Глубина 41—35 м. Измененный крупнокристаллический гранит. Внешне напоминает грубозернистый песчаник с глинистым цементом. Под микроскопом — неоднородная глинистая порода чешуйчатой структуры, каолинистая с примесью гидрослюд. Каолинит образует крупные кристаллы-пакетики, наблюдаются переходные формы гидрослюды в каолинит. Сохраняются только зерна кварца, сильно корродированные, которые составляют менее 20% породы.

Коррозия зерен кварца выражается здесь не только в образовании реакционной каймы и глубоких заливов, выполненных глинистым материалом, но идет дальше. Развиваясь по трещинкам, глина расчленяет первоначально крупные зерна на более мелкие с извилистыми границами. При одном никеле, однако, можно видеть, что все обломки составляли единое зерно (приложение, табл. X, 2).

Полевые шпаты нацело замещены гидрослюдой и серицитом; реликты их различаются кое-где по характерным очертаниям кристаллов.

Выше 35 м. Глина каолинистая с небольшой примесью гидрослюд. Полурастворенные зерна кварца составляют не более 10% породы. Структура вмещающей глины мелкокристаллическая с отдельными крупными пакетами каолинита.

Разрез 11. Кора выветривания кварцево-хлорит-серицитовых сланцев (скв. № 4425)

Кора выветривания кварцево-хлорит-серицитовых сланцев докембрия развита в западном борту Шоиндыкульской впадины, или, что то же самое, в восточном крыле поднятия Улутау. Обнажения коры выветривания этих пород видны к западу от Амангельдинского месторождения по берегам рек Каинды, Тюльку-сай, Акжар, Байгожа, Жусалы и др. По данным бурения широко развита нижняя зона коры: зона гидрослюдистых глин и частично зона каолинистых глин с примесью гидрослюд. В качестве примера коры выветривания кварцево-хлорит-серицитовых сланцев приведем данные, полученные при изучении пород, вскрытых скважиной № 4425.

В основании разреза на глубине 75,5—70 м залегают слабо измененные кварцево-хлорит-серицитовые сланцы, сохраняющие свойственный им облик и текстурные особенности. Порода представляет собой кварцево-серицитовую массу со скоплениями чешуек хлорита.

Серицит составляет основную массу породы. Кварц в виде мелких зерен (0,01—0,2 мм) образует линзообразные скопления. Частично (в крупных зернах) он корродирован. Хлорит, по-видимому, перешел в гидрохлорит, сохраняет зеленый цвет и отчетливый плеохроизм, но в скрещенных николях приобретает золотистые цвета интерференции.

Масса породы импрегнирована красно-черными гидроокислами железа. Часть из них возникает от изменения хлорита, другая представляет собой псевдоморфозы по пириту.

В породе сохраняются отдельные кристаллики альбит-олигоклаза размером 0,08 мм, частично корродированные серицитом. В виде прожилков, линз и включений встречается мелкокристаллический каолинит. Тонкие трещинки в породе выполнены гидроокислами железа.

Выше 70 м хлорит почти совершенно исчезает, замещаясь высокоинтерферирующим минералом — гидрохлоритом. Плагноклазы также нацело замещены гидрослюдой. В верхней части разреза значительно увеличивается количество гидроокислов железа, которые образуют отдельные желвачки.

На глубине 61 м гидрослюдистые глины коры выветривания перекрывают монтмориллонитовыми глинами третичного возраста.

Таким образом, здесь по существу имеют место только породы нижней зоны гидрослюдистых глин (I), верхние зоны либо смыты поздней эрозией, либо не развивались вовсе.

Сходная по составу кора выветривания развита на южном склоне Кокчетавского поднятия (Разумова, 1956). Она сохранилась и во впадине, примыкающей к северному крылу Тенизской мульды в районе Макеевки (скв. № 9002, 9003) — разрез 12. Кора выветривания развита здесь на породах нижнего палеозоя и подстилает бокситоносные породы.

Выветрелые породы представлены в нижней части серовато-желтой и коричневой плотной сланцеватой глиной с прослойками — линзами кварца и включениями кварцевых зерен.

В верхней части глины слоистые, желтые, охристо-желтые, сиреневые с белыми и розовыми пятнами и прослойками, песчаные, иногда с обломками бурого железняка.

Описание разреза. 1. Слабо измененные породы, вскрыты скважиной № 9003 на глубине 47 м. Это желтые глинистые сланцы с примесью зерен кварца, кварцита, песчаника с кварцевыми зернами и глинистым цементом. Часть зерен частично или полностью замещена чешуйчатой глиной с серыми цветами интерференции. Зерна окатаны, размер их колеблется от сотых долей миллиметра у кварца до 0,5 мм у других зерен. Помимо зерен, характерны округлые порфиобласты кварца.

Основная масса — гидрослюдистая глина чешуйчато-волокнистой структуры, слабо окрашена гидроокислами железа. Местами скопления кристалликов — псевдоморфозы гидроокислов железа по пириту. Текстура породы четкая сланцевая.

2. Выше породы превращены в глину, состав которой также гидрослюдистый.

3. Выше 26 м в составе глин появляется каолинит, гидроокислы железа, помимо вкрапленности и псевдоморфоз по пириту, сохраняющих очертания кристаллов, образуют желваки размером до 2 мм. В них различаются пустоты от выщелачивания зерен кварца, свидетельствующие об интенсивном выносе кремнезема, одновременно с накоплением железа в окисной форме. В верхней части пачки увеличивается количество каолинита, который присутствует также в форме вермикулитов.

Глины коры выветривания на глубине 3,5 м покрыты четвертичными суглинками.

В этом разрезе, таким образом, присутствуют две нижние зоны коры: зона гидрослюдистых глин (I), мощность которой более 20 м, и зона каолинитовых глин с примесью гидрослюд (II) мощностью более 22 м.

Зона каолинитовых глин здесь отсутствует. В соседней скважине (№ 9002) под бокситами (глубина 27,6—30 м) в составе глин преобладает каолинит.

Знакомство с материалами разведочной экспедиции показало, что верхние зоны коры выветривания, подстилающие бокситоносные породы, в ряде случаев рассматриваются разведчиками (Тюрин, 1956, 1958 и др.) как «подрудная осадочная толща».

В последние годы в верховьях р. Аще-Гасты-Тургай более чем в тридцати разрезах этой толщи в керне скважин была собрана многочисленная палеозойская фауна. Фауна встречена по всей толще выветрелых пород от черных и серых глин в низах разреза коры до желтых и сиреневых в верхней ее части. В ряде скважин (№ 53 гидрогеологическая и др.) почти сплошь вся толща глин мощностью более 20 м содержит отпечатки брахиопод, криноидей и других организмов. Раковины брахиопод, позволяющие определить возраст вмещающих пород, встречены *in situ* даже в самой верхней части коры выветривания всего в 5—8 м, а в одном случае — в 1 м от подошвы бокситоносных пород. Степень сохранности отпечатков брахиопод видна в табл. I, 1, 2, 3 (приложение).

Собранная фауна определялась С. М. Андроновым, Г. А. Добролюбовой, Н. В. Литвинович, Н. А. Сокольской, М. И. Шульгой-Нестеренко. Наиболее распространены брахиоподы и мшанки, реже встречаются кораллы и криноидеи.

Среди брахиопод определены: *Cyrtospirifer cf. semisbugensis* Nal., *Cyrtospirifer sulcifer* Hall et Clark, *Cyrtospirifer brodi* Wenjukow, характерные для верхнего девона. Кроме того, были встречены отпечатки фауны плохой сохранности, из которых удалось определить *Productus* sp. и *Spirifer* sp. девонского облика. Другая группа брахиопод, собранная в верхней части той же толщи слонистых глин, характерна для нижнекаменноугольных (турнейских) слоев. Это *Chonetes hardrensis* Phill., *Chonetes Kingyrica* Nal., *Spirifer aff. platynotus* Well., *Spirifer forbesi* Hall.

Там же найдены мшанки, относящиеся, по определению М. И. Шульги-Нестеренко, к турнейскому веку.

Те же комплексы фауны характерны и для подстилающих кору выветривания материнских пород девона и карбона. Присутствие фауны по всему разрезу глинистых пород от подстилающих девонских и каменноугольных до покрывающих третичных не оставляет сомнения в том, что вся эта толща образовалась как продукт выветривания пород девона и нижнего карбона. Об этом свидетельствует также одинаковый с коренными породами тип слоистости, характер смятия, а также присутствие реликтовых структур подстилающих неизмененных пород.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ТЕНИЗСКОЙ ВПАДИНЫ

В пределах Тенизской впадины кора выветривания не образует сплошного покрова.

Вдоль северной ее окраины кора сохранилась в виде ряда останцев на метаморфических сланцах, туфопесчаниках и эффузивах нижнего палеозоя и докембрия, иногда на гранитоидах и породах девона и нижнего карбона (см. рис. 2).

К югу от р. Ишим (Нура-Ишимский водораздел) скважинами картировочного бурения под руководством Б. А. Салина в 1955 г. установлено широкое развитие коры выветривания на породах верхнего палеозоя. Мощность ее колеблется от нескольких метров до 40 м. Кора представлена здесь нижними зонами и сохраняет структуру исходных пород. Нам удалось ознакомиться для данного района всего лишь с описаниями разрезов, к сожалению, весьма, схематичными, так как ядерный материал не хранится.

По этим описаниям, предельно упрощенным, когда речь идет о рыхлом комплексе, не удается составить представление ни о составе коры выветривания, ни о ее границах.

По тем же данным, к югу от долины р. Нуры кора выветривания маломощна (максимум 15 м) и состоит из пород, которые по степени измененности могут быть отнесены к нижней зоне коры выветривания (1).

Вдоль северной окраины Тенизской впадины, по данным Е. В. Дручинина и Д. Д. Пономарева, кора выветривания присутствует на всех породах палеозоя и докембрия.

Она известна на эффузивах, сланцах и частично на известняках нижнего палеозоя (ордовик), на сланцах, песчаниках, конгломератах и эффузивах девона, на карбонатных породах песчаниках и аргиллитах нижнего карбона, на породах среднего карбона.

Во многих случаях кора выветривания частично или полностью уничтожена поздне третичной и четвертичной эрозией. На схеме (см. рис. 2) показаны участки, где она сохранилась от размыва. Наиболее благоприятны в этом отношении небольшие прогнутые участки, покрытые поздне третичными и четвертичными отложениями, которые способствовали сохранению коры выветривания.

Описание разрезов коры выветривания

Разрез 13. Кора выветривания порфиристов докембрия (скв. № 481)

Порфириты докембрия представлены диабазовыми и пироксеновыми порфиритами, спилитами.

В скважине № 481 можно видеть только слабовыветрелые породы, так как до свежих скважина не добурена.

Слабо измененная порода (глубина 58—52 м) описана М. Н. Ильинской как спилит Полнокристаллическая эффузивная порода, состоит из плагиоклаза, рудного, хлорита, карбоната, кварца, лейкоксена, сфена, эпидота. Структура характерная спилитовая: порода состоит из удли-

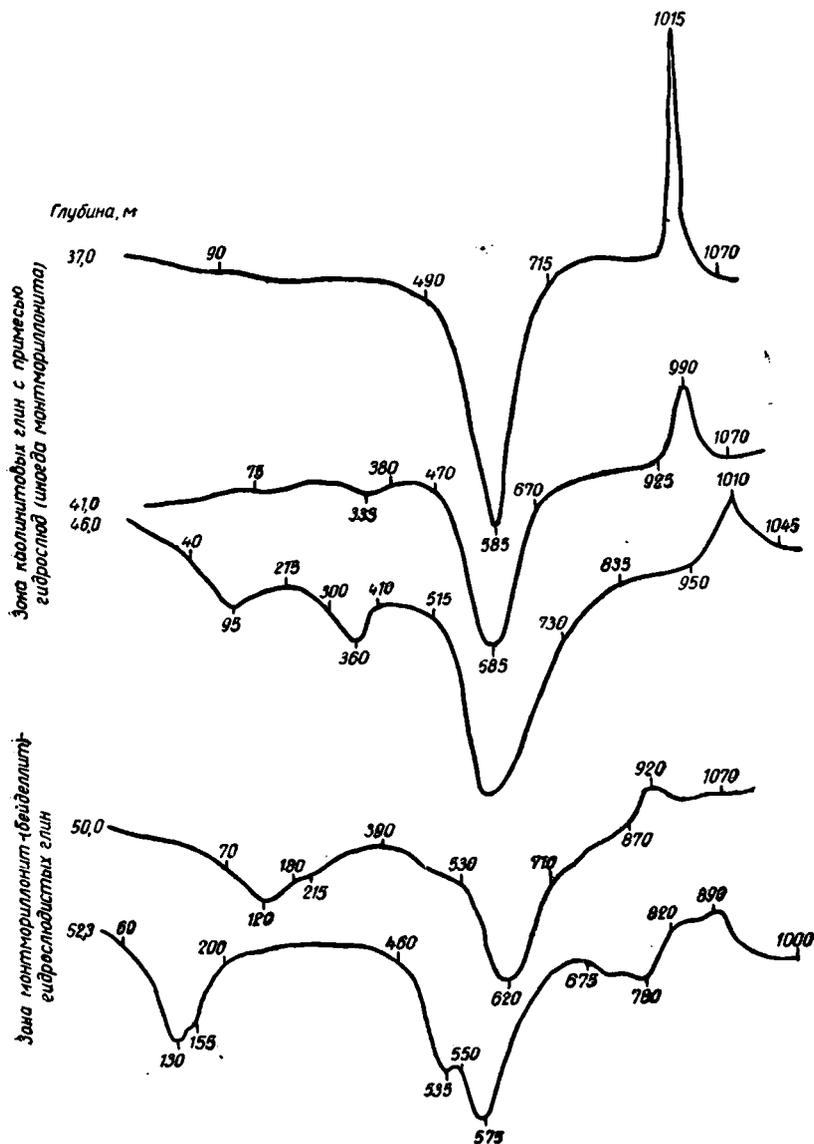


Рис. 6. Кривые нагревания глинистых продуктов выветривания порфиров и туфоконгломератов (разрез 13)

ненных лапчатых лейст плагиоклаза-альбита (показатель преломления меньше канадского бальзама, наибольший угол в зоне симметричного угасания — 17°). По плагиоклазу развивается хлорит (делессит?). Он имеет серые тона интерференции ($N_g - N_p$ от 0,004 до 0,011). Наблюдаются также вторичные гидрослюды по плагиоклазу. Между лейстами плагиоклаза, заполняя все промежутки, находится зеленый хлорит-пен-

нин, аномальный в скрещенных николях, а местами совсем изотропный.

Из рудных различаются: ильменит, который почти полностью лейкоксенизирован и другой черный минерал в виде вкрапленности неопределенной формы, возможно марганцевый.

В породе наблюдаются также небольшие округлой формы миндалины, выполненные хлоритом-пеннином, кварцем и более поздним кальцитом. Кальцит выполняет также трещинки вместе с эпидотом, зеленым хлоритом-пеннином, рудным. Рудный концентрируется не во всех прожилках, возможно, выносится по трещинкам. В верхней части пачки слабо выветрелых пород увеличивается количество гидрослюд и кальцита. По данным термоанализа, в основной массе появляются примеси монтмориллонита (бейделлита) (рис. 6), а также красно-бурые гидрокислы железа в виде пятен и включения вторичного мелкокристаллического кварца. В прожилках гипс.

В этой части разреза в основной массе в значительных количествах встречается вторичный сидерит (61,02% FeCO_3). Хорошо образованные кристаллы сидерита ромбовидной формы размером порядка сотых долей миллиметра сложным узором пронизывают породу и образуют скопления, составляющие до 40% (приложение, табл. VII, 4).

Появление монтмориллонита следует отнести за счет стадийного выветривания хлорита основной массы и вкрапленников породы.

I. Зона гидрослюдистых глин с примесью монтмориллонита (бейделлита). Глубина 52 — 47 м

Выветрелый спилит — глинистая порода, гидрослюдисто-бейделлитовая, с примесью каолинита. Окрашена гидроокислами железа. Текстура реликтовая от спилита: основная масса глинистая, состоит из пересекающихся и образующих сложный узор вытянутых волоконцев, повторяющих структуру плагиоклазово-хлоритовой основной массы материнской породы. Гидроокислы железа выполняют пространство между волокнами (приложение, табл. VII, 1).

По данным термического анализа и окрашивания, в составе глин присутствуют гидрослюда и бейделлит (монтмориллонит). На кривых нагревания двух образцов из этой зоны отчетливо видны характерные для этих минералов эндотермические остановки. Для образца с глубины 52,3 м при температуре 130, 535—575 и 780°; для образца с глубины 50 м — при 120, 620° и очень слабая при 870°. Наблюдается также экзотермический эффект для первого из двух образцов при температуре 920°, для второго — при 890°. Под микроскопом различается также и примесь каолинита. Образец глины с глубины 51 м, проанализированный термически, показывает присутствие монотермита.

Выветрелый порфирит в отдельных прослоях содержит обломки того же состава, а также кварца размером до 1 мм. Исходная порода представляла собой туфоконгломерат.

II. Зона каолинистых глин с примесью гидрослюд и монтмориллонита (бейделлита). Глубина 47—41 м

По данным микроскопии определена каолинит-гидрослюдистая глина с реликтовой структурой порфирита или туфоконгломерата. Лейсты плагиоклаза, стекло замещены гидрослюдами, которые местами переходят в каолинит. Структура гидрослюд чешуйчато-волокончатая, каолинит-кристаллический образует пакетики, вермикулиты. Зерна и кри-

сталлики кварца сильно корродированы и замещены глинистым веществом. Порода окрашена гидроокислами железа. Методом окрашивания в составе глин также определен каолинит с примесью гидрослюд.

Выше 43 м в основной массе породы, т. е. в каолинит-гидрослюдистой глине наблюдаются скопления сферических конкреций сидерита размером 0,2—0,4 мм, концентрического и радиально-лучистого строения (приложение, табл. VII, 3). Иногда центром карбонатных конкреций служат гидроокислы железа или гипс.

В коре выветривания по разрезу скважины № 481 выделяются две нижние зоны: зона гидрослюдистых глин, в которой присутствует также бейделлит (монтмориллонит) (58—47 м) и зона каолинитовых глин с примесью гидрослюд (47—41 м).

Выше залегает бокситоносная пачка, связанная постепенным переходом с нижележащей выветрелой толщей.

В нижней части бокситовой пачки глина каолинитовая с примесью гидрослюд окрашена гидроокислами железа в красно-бурый цвет, по-прежнему присутствуют сферические конкреции карбоната тех же размеров. Ядрами конкреций часто служат зерна кварца. Кварц местами корродирован карбонатом. Интересно также, что конкреции не корродированы гидроокислами железа и образовались, по-видимому, позже железистых конкреций.

Выше идет глина с карбонатными конкрециями, каолинитовая с примесью гидрослюд, которая переслаивается с бокситами.

Таким образом, бокситоносные породы отличаются от подстилающей их толщи коры выветривания порфиритов следующими внешними признаками:

- 1) отсутствием реликтовой структуры материнской породы (за исключением измененного порфирита в обломках);
- 2) красной и розовой окраской, благодаря присутствию железа в форме гидроокислов, пропитывающих породу;
- 3) четко выраженной бобовой структурой — принципиально новой по сравнению с остаточной структурой порфирита (спилита) коры выветривания.

Разрез 14. Кора выветривания порфиритов в гряде Жаксы-Коянды (скв. № 196)

1. Зона гидрослюдистых глин, хлорита и монтмориллонита (бейделлита) в верхней части

В основании разреза в интервале с глубины примерно 53,5 м до глубины 58 м (забой скважины) залегает зеленая, местами желтовато-зеленая неслоистая порода, трещиноватая хлоритизированная, пронизанная прожилками кальцита.

Несколько выше (53,5—40 м) порода более рыхлая, глинистая с отдельными плотными участками. В последних различается первичная миндалекаменная текстура. Миндалины — округлые, размером 2—3 мм, выполнены зеленым минералом, по-видимому, хлорит-пеннином.

Под микроскопом видно, что участки плотной породы с ясно различимой миндалекаменной текстурой, так же как и глинистые, представляют собой сильно измененный основной туф с сохранившейся первоначальной текстурой. Миндалины выполнены хлоритом, который часто замещен мелкокристаллическим роговиковым кварцем. Основная масса глинистая, местами сохраняются очертания лейст плагиоклаза. В составе глин различаются хлорит и гидрослюда. По данным окраши-

вания, присутствует также монтмориллонит. Кривые нагревания свидетельствуют о присутствии гидрослюд, возможно бейделлита, кальцита и силикатов магния (хлорит?). Структура волокнистая, чешуйчато-волоконистая. Помимо миндалин, наблюдаются вкрапленники плагиоклаза (альбита?) в виде кристаллов призматической формы размером до 1 мм, в значительной степени замещенных мелкокристаллическим кварцем.

В виде примеси присутствуют кубики магнетита.

Текстура остаточная, обломочная; в обломках миндалекаменная.

Химический анализ туфа (образец с глубины 58 м) показывает значительное содержание кальцита в основном, по-видимому, за счет прожилок; содержание CaCO_3 составляет 27,11%.

Выше по разрезу с глубины 40 м до глубины 15 м (возможно, 10 м) порода значительно сильнее изменена и почти нацело превращена в гилу, в составе которой присутствуют монтмориллонит, гидрослюды и примесь каолинита.

Данные термоанализа (эндотермические остановки при температуре 150, 605 и 855°) показывают на некоторое содержание бейделлита. Сферолиты холрита наблюдаются очень редко. Лейсты и крупные вкрапленники плагиоклаза частично замещены гидрослюдой.

Для уточнения состава глинистой основной массы пород этой зоны был произведен рентгеноструктурный анализ двух образцов с глубины 46 м (нижняя часть зоны) и с глубины 25 м (верхняя ее часть). Исследования проводились в лаборатории Почвенного института АН СССР при консультации Н. И. Горбунова. Применялся аппарат УРС-70 с железным анодом, фильтр — марганцевый.

Были получены следующие данные.

На рентгенограмме ориентированных агрегатов образца с глубины 46 м обнаружены базальные отложения, характерные для монтмориллонита: 001—14,59 кх; 004—3,66 кх; 005—2,911 кх. Габитус линий неориентированных агрегатов также указывает на присутствие монтмориллонита. Нагревание до 600° вызывает смещение эффекта в области 14 кх к 9,76 кх. Все эти данные говорят о преобладании монтмориллонита в исследованном образце.

Для образца с глубины 25 м рентгенограмма дает базальные отражения, характерные для монтмориллонита: 001—14,10 кх; 002—7,34 кх; 004—3,63 кх, и отражения, характерные для гидрослюд: 001—10,15 кх; 003—3,38 кх. При сравнении рентгенограмм неориентированных агрегатов без глицерина и с глицерином обнаружено смещение отражения от 14,92 кх до 9,76 кх. Следовательно, помимо монтмориллонита, содержится примесь гидрослюд.

II. Зона каолинистых глин с примесью гидрослюд и монтмориллонита (бейделлита)

Выше 15 м состав глинистой массы меняется.

Под микроскопом видно, что преобладают каолинит и гидрослюда. Окрашиванием обнаруживается примесь монтмориллонита. Вкрапленники замещены гидрослюдой. Гидроокислы железа пропитывают отдельные участки цемента и образуют сгустки неправильных очертаний размером до 1,5 см.

В рассматриваемом разрезе отчетливо выделяются две нижние зоны профиля выветривания. В нижней зоне (от 58 до 15 м) породы сравнительно слабо изменены, характеризуются присутствием многих пер-

вичных минералов и наследуют текстуру материнской породы. Здесь присутствует хлорит, плагиоклазы, кварц и наряду с ними в качестве продуктов выветривания появляются гидрослюда и монтмориллонит (бейделлит). Гидрослюда образуется преимущественно за счет лейст плагиоклазов и частично основной массы. Монтмориллонит за счет хлорита. В верхней части зоны преобладают гидрослюда и монтмориллонит.

Верхняя зона (выше 15 м), помимо этих двух минералов, содержит каолинит. Местами каолинит преобладает. При помощи термического анализа на глубине 15 м обнаружен, кроме того, галлуазит. Первая эндотермическая остановка начинается при 60°, дает пик при 125° и заканчивается при 270°. Далее кривая выполаживается и дает новый эндотермический эффект при 595° и далее экзотермический — при 915°.

Каолинитовая зона профиля (I), по-видимому, смыта.

Таким образом, здесь мы имеем дело с постепенным превращением туфа в глинистую породу и дальнейшим изменением глинистых минералов. При этом минералогический состав материнской породы оказывает заметное влияние на состав нижних зон коры выветривания. Это влияние выражается в том, что в нижней гидрослюдистой зоне и в зоне каолинита с примесью гидрослюд совместно с гидрослюдой присутствует монтмориллонит (или бейделлит). Относительные количества этих минералов не определялись. Монтмориллонит здесь, по-видимому, следует рассматривать как один из промежуточных продуктов стадийного выветривания, содержащегося в породе хлорита (Гинзбург, 1953). В верхней зоне профиля среда становится кислой и образуется каолинит.

В литературе известны случаи образования монтмориллонита при современном выветривании основных пород. Фергюсон (Fergusson, 1954) описывает черные и красные почвы Австралии, образовавшиеся на базальтах. В качестве первых продуктов выветривания образуются монтмориллонит и нонтронит. При переходе в красную почву монтмориллонит частично разлагается и переходит в каолинит, который в дальнейшем также разлагается с образованием гиббсита.

Разрез 15. Кора выветривания туфогенных песчаников и сланцев гряды Жаксы-Коянды (скв. № 165)

Глубина 42—54 м. В нижней части разреза залегает слабо выветрелый туфогенный песчаник. По внешнему виду — это светло-коричневый, зеленоватый, среднезернистый глинистый песчаник, хрупкий, маркий. Характерной его особенностью является плитчатая текстура. Толщина плиток 0,5—2 см. Песчаники переслаиваются со сланцами, которые сменяют их вверх по разрезу.

На глубине 48 м и выше сланцы алевритов светло-коричневые, зеленоватые, маркие, легко разламываются рукой, плитчатые. Вверх по разрезу порода становится все более хрупкой, окраска меняется на более светлую желтоватую, серую, светло-сиреневую.

Под микроскопом видно, что песчаник представляет собой слабо выветрелую глинистую породу, в которой различаются плохо сохранившиеся обломки. Глина зеленоватая в простом свете с пятнами гидроокислов железа.

В составе зерен: кварц, корродированный с поверхности, плагиоклазы, в значительной степени замещенные гидрослюдой, обломки измененного порфирита. Последние состоят из гидрохлорита и гидрослюды, но сохраняют первоначальную структуру порфирита. Часть из них включает лейсты плагиоклаза, замещенного гидрослюдой, другая представляет собой обломки цемента и имеет флюидальную текстуру. Форма обломков угловатая, размер их 0,1—0,2 мм.

Основная масса состоит из хлорита, измененного процессами выветривания. В слабее измененных участках сохраняется не только зеленая окраска в простом свете, но и низкие серые цвета интерференции при скрещенных николях. Часто интерференционная окраска повышается. Местами присутствуют крупные пакеты каолинита и неполностью замещенные чешуйки гидрослюды, каолинит-гидрослюдистые по составу. Присутствуют пятна и ярко-красная вкрапленность гидроокислов железа. Текстура обломочная.

По данным термического анализа и окрашивания в составе породы преобладает гидрослюда, в виде примеси присутствуют бейделлит (монтмориллонит) и каолинит.

Определения в иммерсии показателя преломления ориентированных агрегатов глин основной массы дают следующие значения: для глубины 48 м — $N = 1,575—1,578$; для глубины 44 м — $N_g = 1,573—1,576$; $N_p = 1,568$.

Сланцы под микроскопом имеют глинистый состав. Глина мелкокристаллическая, чешуйчатая. Рассеянные в ней чешуйки хлорита и гидрослюды размером менее 0,1 мм распределены по слоистости и ориентированы в одном направлении. Реже встречаются угловатые глинистые обломки с остаточной структурой порфирита и зернышки кварца, разъеденные гидроокислами железа. Гидроокислы железа в виде тонкой вкрапленности (мак) и небольших сгустков также распределяются по слоистости. Текстура сланцеватая.

По данным термического анализа и окрашивания, состав глин гидрослюдистый с примесью бейделлита (монтмориллонита), в верхней части бейделлит не отмечен, состав глины гидрослюдистый с примесью каолинита.

Глубина 42—14 м. Выше 42 м сланцы сменяются глинистой породой, которая сохраняет до некоторой степени плитчатую текстуру; но по другим свойствам относится к глинам, а не к сланцам.

Цвет породы светло-сиреневый, иногда желтоватый до белого. Глина размокает в воде, приобретает вязкость.

Под микроскопом видно, что порода имеет то же строение, что и описанная выше, но сланцеватая текстура выражена значительно слабее. Состав глин постепенно меняется и становится каолинитовым с некоторой примесью гидрослюды, структура микрокристаллическая (данные окрашивания и термического анализа). Показатель преломления ориентированного агрегата глин определялся в иммерсии и равняется 1,568—1,573.

Трещинки в глине выполнены кварцем, сильно измененным, корродированным гидроокислами железа. В других трещинках имеется гипс.

Выше 14 м кора выветривания перекрывается пачкой светозеленых глин и песчаников с угловатыми кремнистыми обломками. Это, по-видимому, отложения делювиального характера предположительно неоген-четвертичного возраста.

В скважине № 165 вскрыт разрез коры выветривания песчано-сланцевых пород девона, содержащих значительную примесь туфогенного материала.

В разрезе наиболее полно представлена средняя зона коры выветривания — зона гидрослюдистых и каолинистых глин (II) (выше 52 м). Зона каолинистых глин представлена только нижней своей частью.

Нижняя зона гидрослюдистых глин и монтмориллонита (I) вскрыта скважиной только в самой верхней части (глубина 52—54 м), где в массе гидрослюдистых глин все же встречается каолинит в виде редких кристаллов новообразований.

Присутствие туфогенного материала в составе песчаников девона наложило свой отпечаток на состав нижних зон коры выветривания, где наряду с гидрослюдистыми минералами присутствует также бейделлит (монтмориллонит). Последний является, по-видимому, одним из продуктов изменения хлорита, который занимает значительное место в составе исходных песчаников и сланцев.

Мощность коры выветривания на эффузивных породах и сланцах по северо-восточной окраине Тенизской мульды достигает, по данным Е. В. Дручинина, 150 м.

Разрез 16. Кора выветривания порфиринов протерозоя

В районе станции Джалтырь и Сопок Кара-Баши кора выветривания вскрыта выработками на очень небольшую глубину (первые метры) и представлена глинистой породой с плохо сохранившейся структурой материнской породы.

По внешнему виду глина желтого или зеленовато-желтого цвета, плотная, с неровным изломом, колется на угловатые обломки как каменная порода. Различаются следы первичной порфириной структуры. В породе довольно равномерно распределены белые округлые включения хрупкого минерала размером 1—2 мм.

В других разрезах желтая глина коры выветривания сохраняет тонкослоистую и сланцевую текстуру.

Под микроскопом основная масса глинистая состоит из каолинита и гидрослюды с примесью бурых гидроокислов железа. Сферолиты составляют в ней 10—20% породы и распределены более или менее равномерно. Размер их 0,4—2 мм, форма округлая или овальная.

В составе: крупнокристаллический кварц с оторочкой мелкокристаллического. В ряде случаев кварц замещается глинистым веществом и бурыми гидроокислами железа. Наряду с кварцем присутствуют сферолиты тех же размеров, но полностью сложенные мелкокристаллической чешуйчатой глиной, по-видимому, каолинитом.

В верхней части коры выветривания находим сильнее измененные породы с едва заметными реликтами первоначальной структуры в виде редких и полуразрушенных кварцевых сферолитов. Основная масса каолинит-гидрослюдистая, окрашена пятнисто гидроокислами железа. Различаются скопления крупных вермикулитов каолинита.

В ряде случаев наблюдаются черные непрозрачные включения, по-видимому, марганцовистого минерала. Выше без определенной границы глины коры выветривания сменяются глинами с желваками каменных бокситов.

Термический анализ определяет в составе глин коры выветривания каолинит и гидроокислы железа, а также примесь гидрослюды или монтмориллонита (бейделлита).

По-видимому, здесь вскрыта верхняя часть зоны каолиновых глин с примесью гидрослюд. Поскольку исходные породы содержали большой процент темноцветных, в продуктах их выветривания присутствует монтмориллонит (бейделлит), как и в рассмотренных выше разрезах 13, 14, 15 (скв. № 481, 196, 165).

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ОБЛАСТИ ПОДНЯТИЯ САРЫСУ-ТЕНИЗСКОГО ВОДОРАЗДЕЛА

Большая часть площади Казахского нагорья не несет на себе сплошного покрова коры выветривания. Кора распространена здесь спорадически в зависимости от сохранности от процессов эрозии. Распространение ее видно на схеме (см. рис. 2).

Нами изучались разрезы выветрелой толщи, развитой по породам разного возраста.

Кора выветривания пород ордовика описывается нами по разрезу у могилы Нурман в 25 км севернее Байконура. Кора выветривания толщи среднего девона — франского яруса изучалась в верховьях р. Жиланчик, у озера Аще-Куль и севернее станции Теректы Джезказганской железной дороги; там же был изучен разрез кремнисто-карбонатных пород турнейского яруса нижнего карбона.

Описание этих разрезов представляется нам целесообразным, так как в области поднятия Сарысу-Тенизского водораздела кора выветривания обладает некоторыми специфическими особенностями.

Раздел 17. Кора выветривания пород ордовика в юго-западной части Сарысу-Тенизского водораздела

В 25 км к северу от Байконура в красивых, ярко окрашенных обрывах небольшого левого притока р. Жидели-Узень обнажается кора выветривания сланцев и алевролитов ордовика (см. схему, представленную на рис. 2). Выветрелые породы представлены толщиной сиреневых и зеленовато-сиреневых, иногда белых глин с сохранившейся сланцеватой текстурой материнских пород. Падение крутое на юго-восток 120°.

Под микроскопом хорошо видно, что в нижней части глины имеют гидрослюдистый состав и содержат примесь каолинита. В верхней части глины каолиновые с примесью гидрослюд. Гидроокислы железа, окрашивающие породу, распределены довольно равномерно в виде рассеянной вкрапленности. Местами вкрапленность переходит в сплошное пропитывание породы. Цвет таких глин яркочерный.

Разрезы коры выветривания песчано-сланцевых пород среднего девона — франского яруса и глинисто-карбонатных пород фаменского яруса

Разрез 18 в бассейне р. Жиланчик и Шили-Сай (рис. 7)

Здесь обнажаются следующие породы.

1. Сиреневые и желто-зеленые сланцы и алевролиты, тонкослоистые и массивные с плитчатой отдельностью. Алевролиты содержат примерно 20% угловатых зерен, в составе которых преобладает кварц. Присутствуют также олигоклаз, микроклин, кварцит, серицито-глинистый сланец, чешуйки мусковита. Зерна в значительной степени корродированы глинистым цементом. Цемент глинисто-кремнистый, окрашен гидроокислами железа в бурый цвет. Присутствуют рассеянные включения гидроокислов марганца.

Характерной особенностью являются конкреции мелкокристаллического кварца, присутствующие в породе в количестве 10—20%. Размер конкреций 0,2—1 мм, строение радиально-лучистое, видно только в простом свете. В скрещенных николях конкреции мелкокристаллические, что указывает на возможно опаловый первоначальный их состав. Текстура породы беспорядочная.

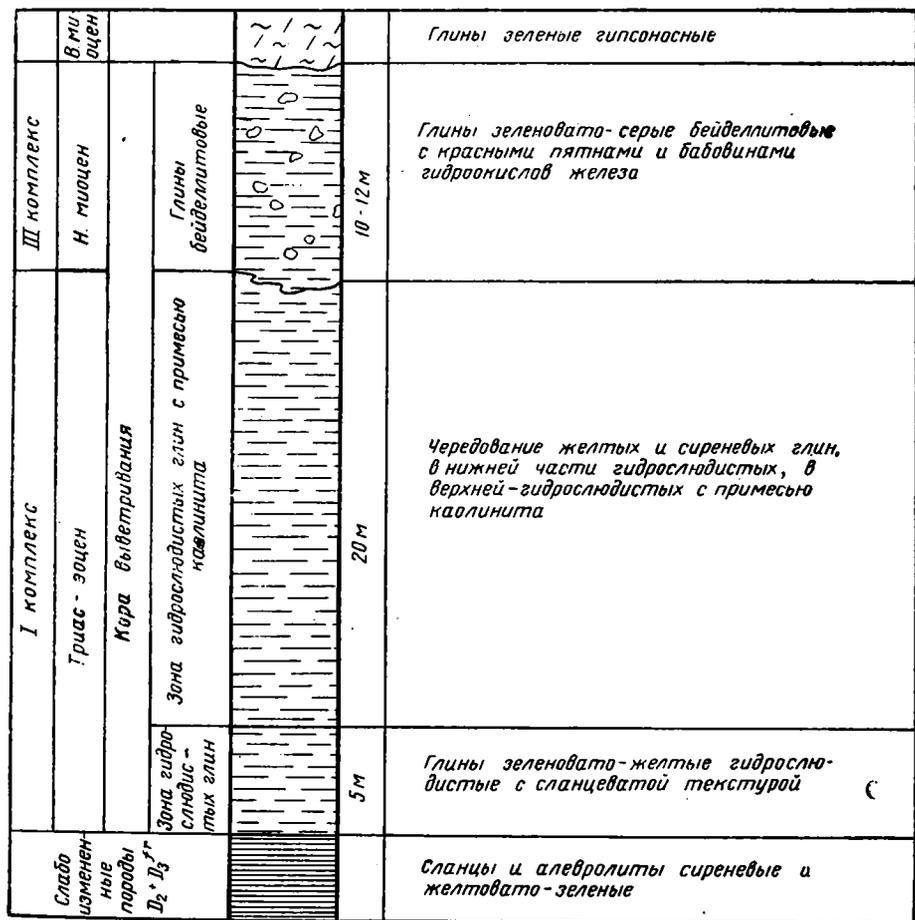


Рис. 7. Схематический разрез коры выветривания сланцев и алевролитов среднего девона — франского яруса (бассейн р. Жиланчик)

2. Выше по разрезу залегают зеленовато-желтые глины со сланцеватой текстурой. Непосредственного перехода от первой пачки ко второй мы не наблюдали, так как обе пачки в одном обнажении встречены не были.

Глина второй пачки алевролитовая, в составе зерен встречается исключительно кварц. Основная масса мелкочешуйчатая, интерферирует в серых и золотистых тонах, окрашена гидроокислами железа. Состав глин гидрослюдистый. Кривая их нагревания имеет три эндотермические остановки: при 110°, при 550° и слабую при 945°. Наличие их свидетельствует о возможной примеси бейделлита. Однако слишком высокий для этого минерала показатель преломления (1,570—1,580), который определялся нами для глинистых агрегатов, противоречит та-

кому предположению. Конкреции мелкокристаллического кварца здесь не встречаются. Мощность 5—10 м.

5. Глины зеленовато-желтые, тонкослоистые, чередуются с сиреневыми, неслоистыми и тонкослоистыми. В толще присутствуют также пачки желтых, серых, белых глин. Мощность 15—20 м.

Состав глин в нижней части гидрослюдистый, в верхней — каолинитовый с примесью гидрослюд. Встречаются прослойки, содержащие около 10% мелких зерен кварца. Зерна носят следы растворения. В других прослоях зерна почти отсутствуют, но характерна мелкая пористость (около 10%). Структура глины участками мелкокристаллическая, цвета интерференции серые (каолинит). Местами глина чешуйчатая с золотистыми тонами интерференции и более высоким рельефом (гидрослюда). Встречаются псевдоморфозы гидроокислов железа по пириту.

В верхней части пачки преобладает каолинитовая глина с примесью очень интенсивно корродированных зерен кварца. Иногда прослойки (5—10 см) имеют серый цвет и содержат примесь (примерно 5%) кубиков пирита.

В приведенном разрезе имеют место две нижние зоны профиля — зона гидрослюдистых глин (мощностью около 10 м) и зона каолинитовых с примесью гидрослюд (мощностью около 15 м).

Выше — поверхность плато.

Западнее, в бассейне р. Жиланчик кора выветривания залегает на более высоком гипсометрическом уровне и характеризуется другим составом глинистых минералов.

Здесь обнажаются верхние горизонты коры выветривания песчано-сланцевых пород, описанных выше. Они представлены белыми и зеленоватыми вязкими глинами, иногда песчанистыми, с красными пятнами и гнездами железистых желваков, напоминающих бобовые бокситы. Эти глины разведывались А. Е. Репкиной, которая определила в них присутствие бокситов. Другими исследователями (А. Н. Волков и др.) данные А. Е. Репкиной не подтвердились. Как сообщил А. Н. Волков, пятнистые глины с железистыми конкрециями вниз по разрезу переходят в сланцеватые «структурные глины» коры выветривания пород девона. Полный разрез коры выветривания пород девона вскрыт буровыми скважинами Тургайской ГРЭ¹.

На глубине 97 м здесь залегают неизменные алевродиты. Выше, от 97 до 57,5 м идет толща выветрелых алевродитов, сохраняющих облик материнской породы.

От 57,5 до 51,7 м алевродиты переходят в желтые песчанистые глины; от 51,7 до 36,7 м — желтые глины; от 36,5 до 17,3 м — глины пестроцветные, белые и зеленоватые с красно-бурыми пятнами и железистыми желваками.

Выше и до поверхности — зеленые гипсоносные глины неогена.

Мы не имеем в своем распоряжении каменного материала по этим скважинам, за исключением пятнистых глин верхнего горизонта коры выветривания, которые изучались нами по образцам, собранным в старых выработках А. Е. Репкиной.

По данным микроскопии, термического анализа и окрашивания глины верхних горизонтов, коры выветривания представлены бейделлитом, местами с примесью монтмориллонита.

Показатели преломления агрегатов глин (для семи образцов) изменяются от 1,528 до 1,546, что полностью подтверждает это заключение. Кривые нагревания этих глин представлены на рис. 8. Все они

¹ ГРЭ — Геологоразведочная экспедиция.

имеют три эндотермические остановки, характерные для группы монтмориллонита. Первая остановка при 110—130°, вторая при 550—560° и третья очень расплывчатая при 800—900°. Эндотермический эффект при 300—320° говорит о присутствии гидроокислов железа.

Красно-бурые участки глин характеризуются тем, что они пропитаны гидроокислами железа, желваки также представляют собой глинистую массу бейделлитового состава, уплотненную и окрашенную гидроокислами железа.

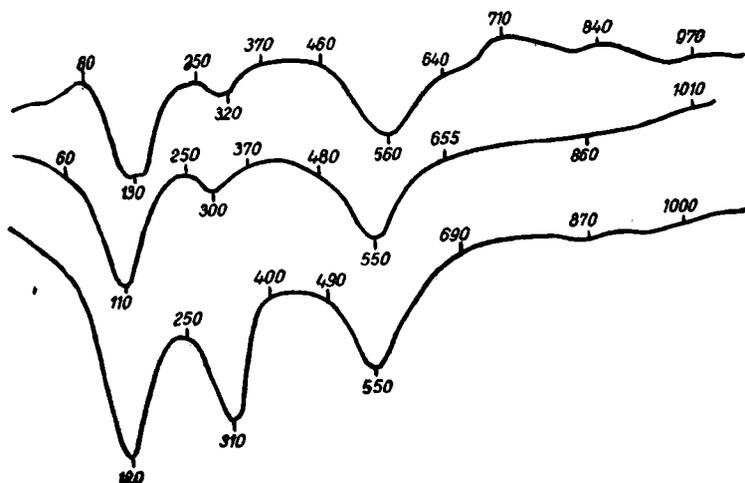


Рис. 8. Кривые нагревания бейделлитовых глин верхней пачки коры выветривания пород девона в бассейне р. Жиланчик (разрез 18)

По данным химического анализа, произведенного в Химической лаборатории ГИН (табл. 2), в составе глин кремнезем значительно преобладает над глиноземом, желваки характеризуются высокими концентрациями гидроокислов железа (до 48% Fe_2O_3), свободный глинозем не обнаружен даже за вычетом кварца.

Таблица 2

Результаты химического анализа пород верхней части коры выветривания девона в бассейне р. Жиланчик (%)

Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	H_2O^+	H_2O^-	Сумма	Кварц
Железистые бобовины	41,98	1,06	9,02	36,24	0,72	0,28	5,16	3,18	97,64	20,46
	27,76	1,36	11,63	46,74	0,92	0,36	6,65	4,10	99,52	
Железистые бобовины	53,70	1,50	5,80	29,18	1,26	0,18	5,07	2,26	98,95	38,74
	25,19	2,46	9,51	47,85	2,05	0,29	8,31	3,70	99,37	

Примечание. Нижняя строка каждого анализа показывает химический состав породы без кварца.

Кора выветривания перекрыта зелеными гипсоносными глинами неогена.

В разрезе коры выветривания песчано-сланцевой толщи девона бассейна р. Жиланчик нижняя часть полностью соответствует нижним двум зонам профиля выветривания одновозрастных пород Шоиндыкульской впадины.

Выше вместо зоны каолиновых глин залегают светлые зеленоватые глины бейделлитового состава с красными пятнами и железистыми желваками. По облику они не отличаются от пестроцветной толщи, залегающей на бокситах в Шоиндыкульской впадине.

Естественно предположить, что бейделлитовая пачка представляет собой наложенную, более позднюю кору выветривания по отношению к основному профилю. Этим и объясняется не каолиновый, а другой, бейделлитовый состав слагающих ее глин. Такой состав глин следует, по-видимому, отнести за счет изменения ранее влажного теплого климата на более сухой и умеренный.

Разрезы левобережья озера Аще-Куль

В левобережье озера Аще-Куль кора выветривания развита локально и приурочена к зоне контакта тех же двух толщ, которые дают наиболее мощную и глубоко измененную кору в Шоиндыкульской впадине. Это песчаники и сланцы нерасчлененной толщи среднего девона — франского яруса, с одной стороны, и карбонатные породы фаменского яруса — с другой. Продукты выветривания этих толщ залегают в понижении современного рельефа, занятом озером Аще-Куль, и примыкают к нему с запада. Весьма возможно, что выветрелые породы продолжают также и под дном озера. На западе, в сторону водораздела, рельеф местности повышается и кора выветривания примыкает к неизменным породам. М. Г. Поповым в 1948 г. кора выветривания была прослежена по выработкам и естественным обнажениям на 18 км вдоль берега озера и далее на севере на 7—8 км. По этим данным выветрелые породы залегают на неровной поверхности песчано-сланцевых и карбонатных толщ в виде покрова, мощность которого колеблется от 1—2 до 16,5 м. По составу кора выветривания представляет собой глинистую толщу, вниз по разрезу глины постепенно переходят в неизменные породы.

Глины пестроокрашенные, в верхней части красные, содержат гнезда красных и бурых «пизолитов» размером 2—3 см в диаметре. В глинах присутствуют также зерна и мелкая щебенка кварца. Пизолиты встречаются в верхней части разреза и прослеживаются на глубину 1 редко 2 м от поверхности.

Нами осмотрены несколько полусасыпанных выработок в коре выветривания как песчано-сланцевых, так и карбонатных пород.

К сожалению, проследить весь разрез до неизменного фундамента за отсутствием свежих выработок или керна скважин не удалось. Наши данные касаются только верхней части разреза коры выветривания. Описание нижней части дополнено по данным М. Г. Попова.

Разрез 19. Кора выветривания на песчано-сланцевых породах среднего девона — франского яруса

Песчаники среднего девона — франского яруса аркозовые. Зерна характеризуются слабой и средней окатанностью. По размерам зерен встречаются все разновидности от мелко- до крупнозернистых и гравилитов.

В составе зерен преобладает кварц, в меньших количествах присутствуют полевые шпаты (альбит, олигоклаз), микроклин, пегматит, серицитизированный кварцит, обломки риолита. Цементы почти нет, тип цемента выполнения пор, состав кварцевый.

Кора выветривания песчаников девона представлена пестроокрашенными глинами, которые характеризуются сильной песчаностью.

В одном из разрезов, как сообщает М. Г. Попов, дресва красноцветных песчаников на глубине 17 м переходит вверх по разрезу в красно-бурые песчанистые глины с более крупными зернами кварца.

От 14 до 9,5 м глины пестроцветны, вязкие, песчанистые. От 9,5 м и выше они становятся менее песчанистыми и содержат красно-бурые железистые бобовины и более крупные конкреции. В верхней части толщи глины гипсоносны.

Бобовые глины при рассмотрении под микроскопом представляют собой кварцевый песчаник, содержащий до 30% зерен, корродированных глиной или гидроокислами железа.

Помимо кварца, присутствуют зерна кремнистого сланца. Цемент — каолинит-гидрослюдистая глина с примесью монтмориллонита.

Конкреции имеют размер от 1 до 5—10 см в диаметре и представляют собой тот же кварцевый песчаник, пропитанный гидроокислами железа. Иногда пропитывание неравномерное и внутри бобовины сохраняются светлые участки. Бобовины, отпрепарированные от цементирующей их глины, образуют россыпи на поверхности коры выветривания. Часть из них, помимо гидроокислов железа, содержит примесь гидроокислов марганца.

Разрез 20. Кора выветривания на карбонатных породах фаменского яруса

В основании разреза залегает мелкокристаллическая доломит-кальцитовая порода с гнездами крупных кристаллов и примесью зерен кварца в количестве 1—5%, с обильной фауной брахиопод, криноидей и мшанок.

Выше идет пачка пестроокрашенных глин. В верхней части глины желтые с красными, розовыми и белыми пятнами нечетких очертаний. В глинах содержатся желваки, плитки и «глыбы» бурого железняка, обычно ноздреватые, с порами, выполненными глинистой охрой.

Состав глины, по данным микроскопии, термоанализа и метода красителей, — гидрослюдистый с примесью каолинита и гидроокислов железа. Присутствуют угловатые зерна кварца в количестве нескольких процентов.

Бурый железняк состоит из гидроокислов железа ярко-красного и красно-бурого цвета, окраска пятнистая. Порода пористая. Поры составляют участками до 50% породы. Размеры их меняются. В одних случаях порода пронизана частыми мелкими порами размером порядка десятых долей миллиметра, которые делают ее текстуру кружевной. В других поры крупные — до 6 мм. Форма пор извилистая. По стенкам наблюдаются корки из розеток гематита. Участки малопористые содержат примесь угловатых кварцевых зерен размером до 0,1—0,2 мм в количестве до 20%. Зерна корродированы гидроокислами железа.

Пестроокрашенные глины покрываются коркой ноздреватого бурого железняка, наиболее темноокрашенные участки которого шлакоподобны. Под микроскопом они совершенно аналогичны только что описанной породе, но содержат окварцованные обломки фауны. Часть фауны оказалась пригодной для определения возраста вмещающих пород. С. М. Андронов сделал заключение о принадлежности к фаменскому ярусу верхнего девона.

Химический состав пород коры выветривания определялся по нескольким образцам в химической лаборатории ГИН и представлен в табл. 3.

При рассмотрении этой таблицы бросается в глаза разница в содержании кварца в коре выветривания карбонатных и песчано-сланце-

вых пород. В последних оно в 10 и более раз больше, чем в коре карбонатов. Содержание гидроокислов железа значительно больше в прослоях бурых железняков коры карбонатных пород, чем в железистых конкрециях коры песчаников.

Таблица 3

Химический состав пород коры выветривания района оз. Аще-Куль (%)

Породы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма	Кварц	Примечание
Железняк бурый ноздреватый	10,98 6,57	2,22 2,3	0,36 0,37	77,02 80,10	0,68 0,70	0,43 0,44	0,98 1,01	7,90 8,2	100,57 99,69	4,66	Кора выветривания доломит-кальцитовых пород фаменского яруса
Железняк бурый ноздреватый	12,34 7,91	3,87 4,04	0,36 0,38	70,39 75,31	0,88 0,94	0,58 0,62	1,00 1,07	8,45 9,04	97,87 99,41	4,94	
Конкреция железистого песчаника	70,78 27,05	4,69 13,27	1,35 3,82	15,62 44,20	0,52 1,47	0,04 0,11	0,90 2,54	2,58 6,3	96,48 98,76	61,22	Кора выветривания песчаников франского яруса
Красно-бурая железистая бобовина	69,56 31,73	4,24 9,92	1,41 3,29	18,65 43,64	0,80 1,87	0,06 1,40	1,02 2,38	2,98 6,97	98,72 101,20	50,00	
Глина красная	68,78 53,09	5,14 8,06	1,44 2,26	17,30 27,60	1,06 1,66	0,22 0,34	1,46 2,29	2,93 4,60	98,33 99,46	34,96	

Примечание. Нижняя строчка каждого анализа является результатом пересчета анализа за вычетом кварца.

Кремневый модуль и в тех и в других породах меньше единицы.

Таким образом, в районе озера Аще-Куль глинистая кора выветривания образует единый покров на карбонатных породах фамена и песчаниках среднего девона — франского яруса. По облику, структуре и составу продукты выветривания тех и других пород весьма сходны. Влияние материнской толщи сказалось на них главным образом в присутствии большого количества кварцевых зерен (до 60%) в продуктах выветривания песчаных пород. В коре выветривания карбонатной толщи фамена наблюдаются остатки окварцованной фауны.

По составу глин, гидрослюдистому с примесью каолинита и иногда монтмориллонита, кора выветривания озера Аще-Куль находится на сравнительно низкой ступени развития и относится к нижним зонам профиля выветривания. Каолининовая зона в ней отсутствует.

Значительно более интенсивно протекал другой процесс, а именно окисление железа. Почти все железо находится в окисной форме. Гидроокислы железа сконцентрированы в конкрециях. Конкреции образовались в породе, подвергающейся выветриванию за счет стягивания гидроокислов железа к определенным центрам. Об этом свидетельствует внутренняя структура конкреций, которые отличаются от вмещающей породы только присутствием гидроокислов железа.

Здесь происходит также коррозия кварца. В бурых железняках местами кварц выщелачивается почти полностью.

Эти данные свидетельствуют о том, что кора выветривания Аще-Куля развивалась своеобразно. Окисление железа и последующее пере-

распределение гидроокислов опережали стадийное развитие глинистых минералов, переход их в каолинит и освобождение Al_2O_3 .

Помимо описанной коры выветривания в верхней части выветрелой толщи встречаются участки, сложенные глинами бейделлитового состава. Внешне они не отличаются от гидрослюдисто-каолинитовых, белых и зеленоватых пятнистых глин с железистыми конкрециями. Образование их, по-видимому, связано с более поздними процессами выветривания, которые происходили в миоцене и соответствуют по времени образования пестроцветной толще, покрывающей бокситы в Шоиндыкульской впадине.

Разрез 21. Южная часть Сарысу-Тенизского водораздела, район ст. Теректы

Кора выветривания другого типа, несколько отличная от ранее описанной, развита на породах верхнего девона в районе станции Теректы Джезказганской железной дороги. Она представлена маломощной толщей 0,5—1,5 м омарганцованных карбонатных пород, которые вверх переходят в пятнистые глины с кремнистыми и марганцовистыми конкрециями.

Кора такого типа вскрыта в 1948 г. канавами и шурфами одной из поисковых экспедиций Карагандинского геологического управления (по М. Г. Попову) на юге Казахского нагорья.

Коренные породы карбонатные, известняково-доломитовые. Линзы, пятна и прослои кальцита чередуются с доломитовыми. Присутствуют также прослои мергеля и сланцы. Доломит мелко- и среднекристаллический, состоит из тесно примыкающих друг к другу ромбоэдров. Кальцитовые участки сложены органогенно-детритусовым кальцитом с обломками мшанок, криноидей, брахиопод, местами сирингопор. В одной из канав присутствует туфогенный песчаник с зернами кварца, эффузивной породы типа риолита (кварцевого порфира), каолинита (?). Цемент песчаника глинистый.

Помимо этого встречен прослой сильно измененной породы, содержащей около 20% идиоморфных зерен кварца, внутри которых наблюдаются реликты карбонатов. Форма кристаллов кварца дипирамидальная. Цемент — глинисто-опаловая масса.

Взаимоотношения всех перечисленных пород фундамента не ясны, так как разрез вскрыт выработками на очень малую глубину.

Коренные породы слабо изменены, иногда пятнисто окрашены гидроокислами марганца в черный цвет. Окрашивание распространяется в зазорах между кристаллами доломита или выполняет трубки сирингопор. Глины, покрывающие коренные породы, имеют с ними неровную границу. Переходы от твердой породы к глинистой постепенные. Глины песчаные, белые, зеленоватые с бурыми и черными пятнами.

В них присутствуют белые и черные плотные желваки, а также участки черной ноздреватой шлакоподобной породы. Размер желваков: 3—15 см. Много гипса в виде желваков и корок. Под микроскопом глины содержат до 30% угловатых и слабо окатанных зерен размером до 0,5—0,8 мм. В составе зерен кварц, сильно корродированный, эффузив типа кварцевого порфира, плагиоклаз, частично замещенный гидрослюдой, каолинит, хлорит. Цемент бейделлитовый с примесью гидрослюды (?), пятнами окрашен красно-бурыми гидроокислами железа и желто-бурыми гидроокислами марганца.

Белые желваки имеют опаловый состав и текстуру органогенно-детритусового известняка. В них также встречаются зерна кислого эффузива.

Черные марганцовистые желваки содержат зерна кварца и кислого эффузива. Неокрашенные участки в этих желваках сложены опалом.

В нижней части глин марганцовистые желваки теряют определенную округлую форму и сменяются более плотной марганцовистой массой, иногда пористой, местами окремненной, местами омарганцованной.

Из приведенного описания можно видеть, что кальцит-доломитовые породы фамена содержат примесь туфогенного материала. При выветривании они подвергаются окремнению: опализации, а местами окварцеванию.

Позже кремнезем выносится (коррозия кварца), силикатная часть, выветриваясь, превращается в глину, а гидроокислы марганца, образовавшиеся от окисления марганцовистых соединений, в коренных породах (карбонаты марганца, силикаты) местами образуют стяжения.

По данным М. Г. Попова, содержание марганца в карбонатных породах равно 1,22—6,12%, железа — от десятых долей процента до 1,39%. В коре выветривания (глины с желваками) содержание марганца 5,81%, железа 0,83%, а в желваках соответственно 26—40% и 1,26—5,5%. Состав руд псиломелано-пиролюзитовый, иногда определяется манганит, браунит.

По своему строению, морфологии, текстуре марганцовистая кора выветривания совершенно сходна с железистой корой выветривания. Промежуточным типом является Аще-Кульский, где в коре выветривания присутствуют как гидроокислы железа, так и гидроокислы марганца одновременно.

Бейделлитовый состав глин марганцевой коры выветривания можно объяснить двояко. Либо здесь имеет место нижняя зона коры выветривания карбонатных пород с примесью туфогенного материала, либо, что более вероятно, здесь мы имеем дело с молодой наложенной корой выветривания того же типа, что и в бассейне р. Жиланчик, в районе оз. Аще-Куль и т. д.

Разрез 22. Кора выветривания пород турнейского яруса нижнего карбона

В южной части Казахского нагорья, обращенной в сторону Сары-Суйской депрессии сохранились от действия эрозии обрывки ранее мощного покрова коры выветривания пород турнейского яруса нижнего карбона.

В рельефе они образуют холмистые возвышенности с замытыми склонами, сложенные в значительной степени глинистыми породами. Благодаря яркой желтой окраске кора выветривания резко выделяется на местности.

В бассейне р. Кептама-Сай неизменные породы турне не обнажаются. В основании разреза коры выветривания залегают розовато-сиреневые глинисто-кремнистые породы, тонкослоистые, наклоненные под углом 50—80° к горизонту. В них наблюдаются корневидные прожилки бурых гидроокислов железа, секущие слоистость. Пятнами породы обелены.

Характерной особенностью является присутствие фауны мшанок и брахиопод, которая в ряде прослоев просто переполняет породу. Глинисто-кремнистые породы чередуются с кремнистыми, которые выступают в рельефе в виде грибов и представлены двумя разновидностями кремново-желтой пористой и серой яшмовидной непористой кремнистой породой.

Под микроскопом глинисто-кремнистые тонкослоистые породы представляют собой кремнистый туффит с характерной для туфов спутанно-волокнутой структурой, с отчетливыми тонкими лейсточками плагиоклазов, замещенными мелкокристаллическим кварцем.

Порода неравномерно окрашена гидроокислами железа, которые присутствуют либо в виде тонкой вкрапленности, либо в виде пятен. Различаются окварцованные обломки брахиопод, мшанок и т. п. В основной массе наблюдается примесь глинистых минералов. Порода — слабо пористая. Глина анализировалась термическим методом. На кривой нагревания отчетливо видны остановки каолинита: эндотермическая при 530—550° и экзотермическая при 910—930°. Помимо этого имеется слабо выраженный эндотермический эффект при 130—140°, а также при 880°, свидетельствующий о возможной примеси гидрослюд или бейделлита.

Кремнистые породы представляют собой мелкокристаллическую глинисто-кремнистую массу, интерферирующую в серых тонах с хорошо заметной спутанно-волокнутой структурой туффита. Порода пориста, пористость составляет 5—10%.

Присутствуют окварцованные обломки брахиопод, мшанок и других, которые иногда переполняют породу, а также спикеры губок.

Глинистая примесь, по данным термического анализа, здесь также представлена каолинитом, гидрослюдой, возможно бейделлитом.

В верхней части разреза преобладают глинистые породы желтого и розового цвета, в составе которых переслаиваются глинистые и алевритовые прослои. Глина каолиновая мелкокристаллическая, иногда чешуйчатая. В алевритистых прослоях такие глины содержат примесь кварцевых зерен, реже чешуек хлорита, гидрослюд, пакетиков каолинита. Структура туффита и фауна здесь не наблюдаются, если не считать заостренных игольчатых зерен кварца, форма которых, вероятно, обусловлена их туфогенным происхождением.

Общая протяженность разреза более 350 м. Истинная мощность выветрелой зоны нам неизвестна. Породы круто падают, и обнажаются по сути дела только часть профиля выветривания, а именно зона каолиновых глин с примесью гидрослюд (II).

Сравнение только что приведенного разреза с корой выветривания туфогенных пород Шоиндыкульской депрессии (скважина № 27) показывает, что породы выветриваются весьма сходным образом. В Шоиндыкульской, депрессии разрез более полный и включает зону каолиновых глин (разрез 6).

Из описания разрезов области поднятия Сарысу-Тенизского водораздела видно, что в пределах поднятых участков Казахского нагорья выветрелые породы относятся к нижним зонам профиля выветривания. В тех случаях, когда разрез более полный, удастся выделить все три зоны, включая каолиновую, однако мощность каждой зоны невелика.

Для области поднятия Сарысу-Тенизского водораздела характерно также развитие молодых наложенных кор выветривания иного состава, чем состав основного профиля (разрез 18).

Глава III

О ПРОНИЦАЕМОСТИ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ДЛЯ ПОВЕРХНОСТНЫХ И ГРУНТОВЫХ ВОД

Существует мнение, что кора выветривания, представляющая собой сплошную толщу глин, является водонепроницаемой. Действительно, гидрогеологические скважины, пробуренные с целью нахождения водоносных горизонтов, показывают, что глины коры практически безводны.

Однако глинистые породы, в настоящее время не содержащие водоносных горизонтов, ранее, в процессе формирования профиля коры выветривания, были хорошо доступны для проникновения водных растворов на значительную глубину.

Наиболее веским доказательством водопроницаемости коры является нахождение обильной пыльцы и спор в нижней части выветрелой толщи на большой глубине в глинах с остаточной структурой доломита (скважина № 53).

Разрез в схеме представляет собой следующее:

1. Глубина 125—98 м — кальцит-доломитовая порода с примесью глинистого материала и обильными отпечатками брахиопод, криноидей и других организмов.

2. Глубина 98—96 м — серая глина с остаточной структурой подстилающей карбонатно-глинистой породы. Остаточная структура видна весьма отчетливо благодаря тому, что материнская порода в значительной степени состояла из ромбоэдров доломита. Очертания ромбоэдров сохранились в глине коры выветривания и наблюдаются под микроскопом во многих образцах. Глинистое вещество содержит примесь измельченного растительного детрита (сотые доли миллиметра) и многочисленные споры и пыльцу.

3. Глубина 96—28 м — толща желтых и сиреневых глин, в нижней части с остаточной структурой материнской породы и многочисленными отпечатками раковин верхнедевонских брахиопод почти по всей мощности толщи. Отпечатки брахиопод встречаются в толще глин мощностью в несколько десятков метров и обычно ориентированы по слоистости. Их хрупкие раковины могли сохраниться только на месте захоронения. Следовательно, фауна залегает *in situ*. Это обстоятельство в совокупности с отчетливой остаточной структурой материнской породы не позволяет делать предположения о переотложенном характере фауны и подтверждает элювиальный характер глин.

Выше залегают бокситоносные породы.

В приведенном разрезе во второй пачке глин (глубина 98—96 м) присутствует многочисленная третичная пыльца и споры. Отдельные

формы пыльцы и спор наблюдаются под микроскопом в шлифах глин с остаточными контурами ромбоэдров доломита.

Е. Д. Заклинская, изучавшая спорово-пыльцевые спектры из серых глин, отмечает преобладание в них пыльцы покрыто-семенных, большая часть которой принадлежит к типу проблематичной трехпоровой. Е. Д. Заклинской удалось расшифровать систематическую принадлежность некоторых видов, которые оказались представителями семейств:

Myricaceae, Myrtaceae, Proteaceae, Sautalaceae Rubiaceae, Araliaceae и рода Copasomyrica. Ряд форм определен по морфологической классификации Pflug'a.

к их числу относятся:

- | | | |
|---------------------------------------------------------------------------------------------|---|--------------------|
| 1. Triatrio — Poll. bituitus (R. Pof.) Pflug | } | из среднего эоцена |
| 2. Triatrio — Poll. exelsas (R. Pof.) Pflug | | |
| 3. Basopollis pirioidus (Pflug) = Extratrio-
poro — Pol.basalis sub. sp. pirioidus Pflug | } | из нижнего эоцена |
| 4. Polyatrio — Poll. praestellatus = Triatrio —
Myricoides (Kremp.) Pflug | | |
| 5. Sporopollis complexus n. sp. | } | сенон |
| 6. Trudopollis anreucor n. sp. | | |
| 7. Sporopollis complexus n. sp. и др | | |

Голосеменных спор встречено относительно немного.

Голосеменные представлены тремя видами рода Pinus (Sect. Pseudostrobus Sect. Suba, Sect. Cembrae, двумя видами Picea, Podocarpus и Cedrus.

Среди спор встречаются виды: Cryptogsamura, Stenozonotrilletes и др.

В целом, по заключению Е. Д. Заклинской, спектры имеют много общих форм со спектрами из подбокситовых глин и относятся по возрасту к палеоцену-эоцену. Другой образец из той же пачки исследовался на споры и пыльцу в лаборатории С. Н. Наумовой, которая не определяла видового состава пыльцы и спор, но отметила обилие и хорошую их сохранность. Выделенные комплексы, по ее мнению, имеют несомненно третичный возраст.

Учитывая залегание глин, содержащих споры и пыльцу, непосредственно на карбонатных породах девона ниже глин с палеозойской фауной, а также ярко выраженную остаточную структуру этих глин, т. е. бесспорную принадлежность их к коре выветривания палеозойских пород, следует признать, что пыльца сюда вмыта.

Гидрогеологические работы в области развития глин коры выветривания, произведенные А. Е. Петровым в 1950—51 гг., показали, что в настоящее время эти глины практически водонепроницаемы. Кажущееся противоречие может быть устранено только одним предположением, а именно тем, что пыльца и споры проникали в толщу коры выветривания в период ее формирования. Породы, подвергавшиеся выветриванию, были легко проницаемы для поверхностных вод. Только поэтому пыльца и споры третичного возраста проникли в толщу выветрелых пород с обильной девонской фауной на глубину почти 100 м.

Приведенный факт свидетельствует о большой проницаемости пород, и особенно глинисто-карбонатных, для водных растворов.

Пути для миграции грунтовых вод могут служить трещины, пустоты от выщелачивания карбонатов и карстовые пустоты в карбонатных породах, корни растений, проникающие на глубину нескольких десятков метров.

В ряде случаев в толще окрашенных глин (розовых, сиреневых, красных) на глубине 20—30 м от их кровли можно наблюдать обелен-

ную рубашку вокруг корней растений, которая образуется в результате восстановления и выноса гидроокислов железа.

Имеют место и обратные явления, когда серые и черные слабо-выветрелые глинистые породы нижней зоны коры выветривания окрашены в зоне корневой системы растений в красный цвет и обелены по краям. Примеры такого окрашивания встречаются на глубине нескольких десятков метров (приложение, табл. II, 3). Здесь богатые кислородом воды, проникая вдоль корней растений, окисляли органическое вещество и железо, находящееся в двухвалентной форме.

Приведенные факты свидетельствуют о том, что поверхностные воды циркулировали в коре выветривания достаточно свободно и проникали на значительную глубину.



Глава IV

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ В СВЯЗИ СО СТРУКТУРОЙ ПАЛЕЗОЙСКОГО ФУНДАМЕНТА

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ШОИНДЫКУЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ

Новые данные по условиям залегания, морфологии и составу коры выветривания получены в последние годы в процессе буровых работ Тургайской геологоразведочной экспедиции.

По данным бурения нами были построены профили, пересекающие кору выветривания и подстилающие ее породы, а также серия карт рельефа подошвы и кровли выветрелых пород в горизонталях.

Рассмотрение этих материалов показывает, что кора выветривания в своем развитии обнаруживает четкую связь со структурой палеозойского фундамента.

Один из профилей (рис. 9) проходит в направлении с юго-запада на северо-восток и имеет протяженность более сорока километров.

На рис. 9 изображена та часть профиля, где он пересекает юго-восточное замыкание Аркалыкской синклинали и сопряженные с ней складки. Профиль построен без искажения масштаба. Для этого длину его пришлось сократить за счет краевых частей, которые не прибавляют ничего нового. Все скважины, пройдя толщу рыхлых пород третичного возраста и кору выветривания, затрагивают неизменные породы до глубины всего лишь нескольких метров. Только немногие гидрогеологические скважины пробурены до глубин 150—200 м (максимальная глубина 470 м). По этой причине конфигурация палеозойских складок на профилях в значительной степени произвольна. При построении их мы учитывали следующие данные:

1. Возраст пород, вскрытых скважиной и их распространение по данным Тургайской ГРЭ.¹

2. Мощность пород различного возраста по данным бурения и геологической съемки.

3. Углы залегания пород, замеренные по керну и в особенности в естественных обнажениях в тех редких случаях, когда породы выходят на поверхность.

Профиль (рис. 9) пересекает два обнажения коры выветривания, которые совпадают с ядрами антиклинальных складок, сложенными песчано-сланцевой толщей среднего девона — франского яруса.

¹ Геологоразведочная экспедиция.

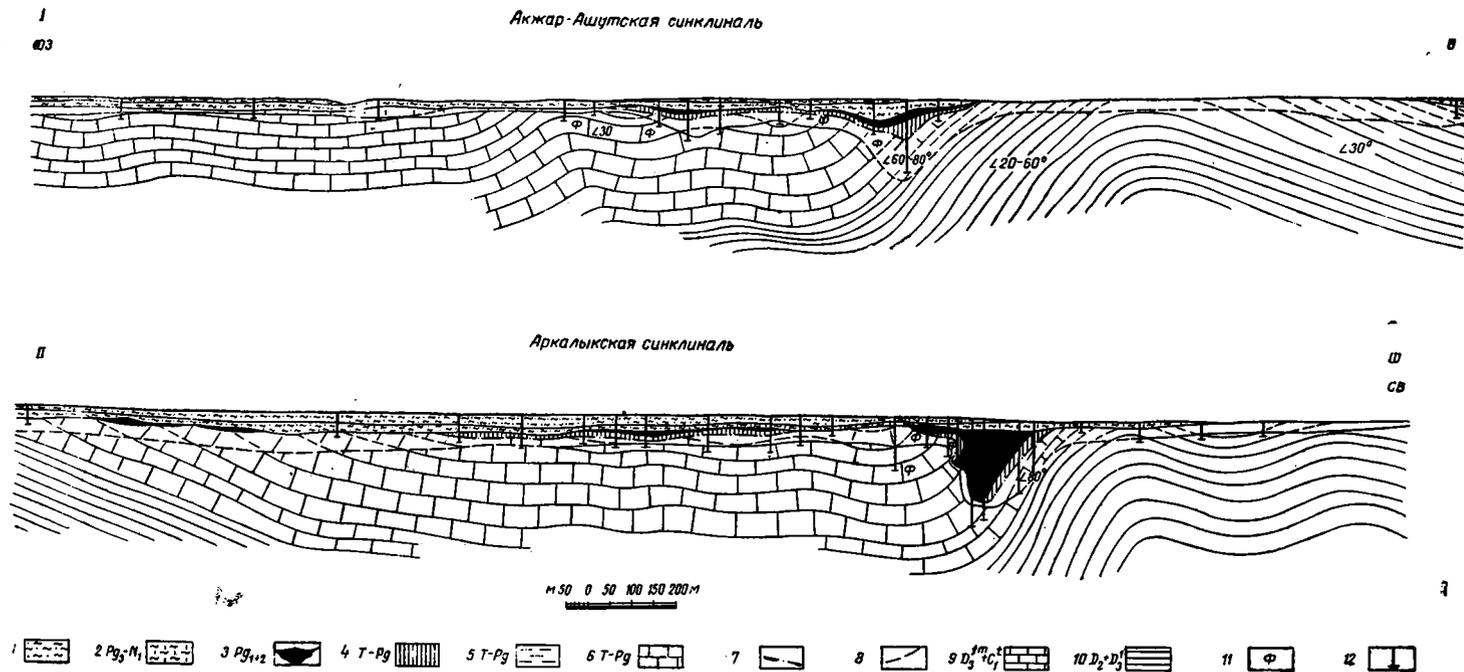


Рис. 9. Геологический разрез через Акжар-Ашутскую и Аркалыкскую синклинали:

1 — неоген; зеленые гипсоносные глины; 2 — олигоцен — нижний миоцен; пестроцветные глины; 3 — палеоцен — эоцен; бокситоносные породы; 4 — зона каолиновых глин; 5 и 6 — зоны каолиновых глин с примесью гидрослюд и гидрослюдистых глин; 7 — приблизительная нижняя граница верхней зоны коры выветривания; 8 — нижняя граница коры выветривания; 9 — глинистые известняки и доломиты фаменского яруса верхнего девона и турнейского яруса нижнего карбона; 10 — песчаники и сланцы нерасчлененной толщи среднего девона — франского яруса; 11 — фауна; 12 — скважины разведочного бурения

Западная антиклиналь разделяет синклиналильные складки Акжар-Ашутскую и Аркалыкскую (по терминологии А. Н. Волкова и Б. А. Тюрина) с карбонатными породами фамена и турне в ядрах. Углы падения пород вблизи свода антиклинали колеблются от 20 до 40° и доходят местами до 60°.

Восточная антиклиналь отделяет Аркалыкскую синклиналиль от другой синклиналильной складки, расположенной в центральной части Шоиндыкульской мульды (на рис. 9 не показано). Падение пород восточного крыла антиклинали, замеренное в обнажении, 20—30° к северо-востоку.

В синклиналильных складках элементы залегания карбонатных пород определены по замерам углов падения в ядрах скважин и частично показаны на профиле. По этим данным характерной особенностью складчатых структур является асимметричное их строение; западные крылья синклиналилей, как правило, пологие (угол падения порядка 30°) восточные крылья крутые (углы падения достигают величин 60—80°).

К западу от Акжар-Ашутской синклиналили (за пределами профиля, см. рис. 3) скважины снова вскрывают песчано-сланцевые породы среднего девона — франского яруса, относящиеся к восточному крылу северного продолжения Улу-Таусского антиклинория.

Другой профиль (рис. 10) проходит в широтном направлении юго-западнее профиля, представленного на рис. 3 в междуречье рек Ашут и Тюлькю-Сай. Этот профиль пересекает южное продолжение Акжар-Ашутской синклиналили. Изменения мощности выветрелой толщи зависят также от состава материнских пород. Как показывает рассмотрение профилей, среди пород палеозоя, смятых в складки, различаются несколько возрастных комплексов различного литологического состава. Это красноцветные алевролиты, песчаники и сланцы среднего девона — франского яруса ($D_2 + D_3^1$), известняки и доломиты фамена, кремнисто-карбонатные породы турне. Восточнее присутствуют также песчаники, аргиллиты и алевролиты, по-видимому, визе-намюра и красноцветные песчаники среднего карбона (?).

Все эти породы несут на себе покров коры выветривания, мощность которого почти повсеместно колеблется от 10 до 20 м с отдельными увеличениями до 40 м.

Нижняя граница выветрелой толщи, несмотря на присутствие переходных (слабо выветрелых) пород в нижней ее части, достаточно четкая. Проведение верхней границы представляет некоторые трудности ввиду большого сходства состава пород коры выветривания и покрывающих пород бокситоносной пачки. Мы проводим ее по самому нижнему пласту бокситоподобной глины.

Покров коры выветривания, имеющий широкое распространение, резко увеличивает мощность в крутых крыльях складок вблизи контакта карбонатных и подстилающих их песчано-сланцевых пород. Здесь наблюдаются узкие зоны глубоко измененных пород, достигающие мощности 100 м и более.

Как видно на профилях (см. рис. 9 и 10), к карманам в коре выветривания в таких местах и приурочены, как правило, залежи бокситоносных пород.

Изучение вещественного состава коры выветривания показало, что в крыльях складчатых структур наряду с увеличением мощности выветрелой толщи имеют место также и значительно более глубокие изменения состава выветрелых пород, нежели в сравнительно тонком покрове коры, распространенном на широких площадях.

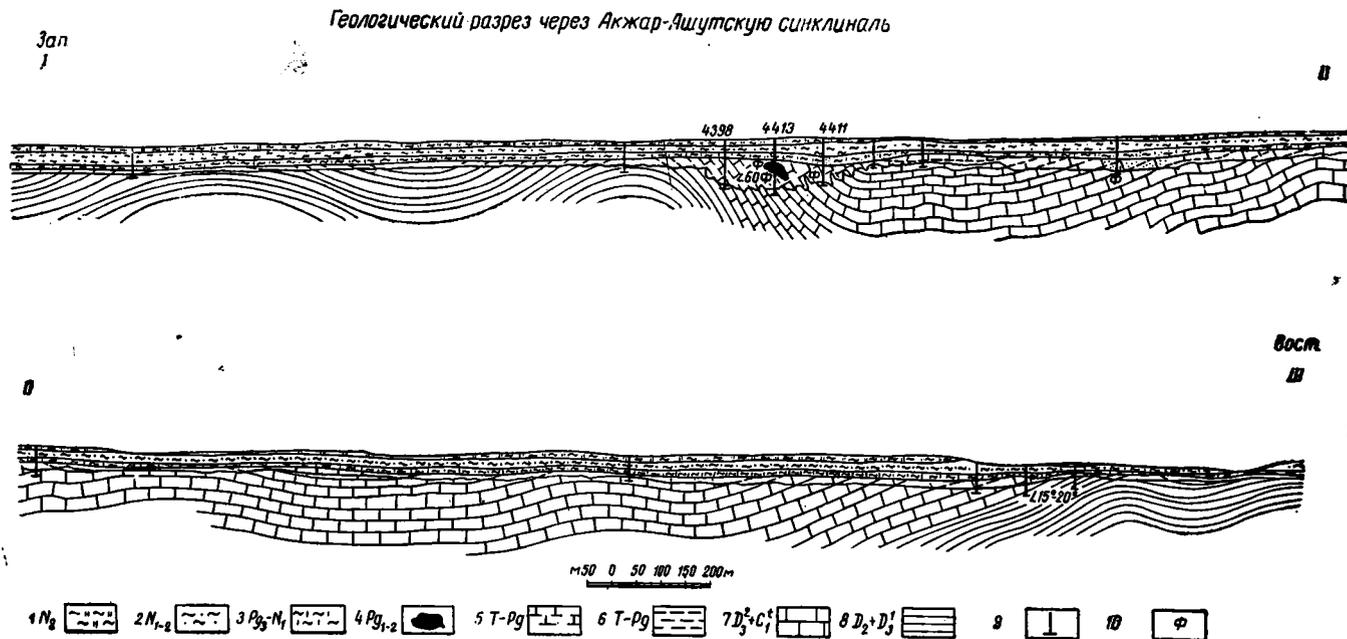


Рис. 10. Геологический разрез через Акжар-Ашутскую синклираль:

1 — средний миоцен; бурые глины; 2 — нижний — средний миоцен; зеленые гипсоносные глины с марганцовистыми бобовинками; 3 — олигоцен — нижний миоцен; пестроцветные глины; 4 — палеоцен — эоцен; бокситы и бокситоносные глины; 5 — триас — палеоген; кора выветривания карбонатных пород фаменского яруса (D_3^2) и турне (C_1^1); 6 — триас — палеоген; кора выветривания песчаников, алевролитов, аргиллитов среднего девона — франского яруса; 7 — фаменский ярус верхнего девона — турнейский ярус нижнего карбона; глинистые известняки и доломиты с фауной; 8 — средний девон — франский ярус; песчаники, алевролиты, аргиллиты; 9 — скважины разведочного бурения; 10 — фауна

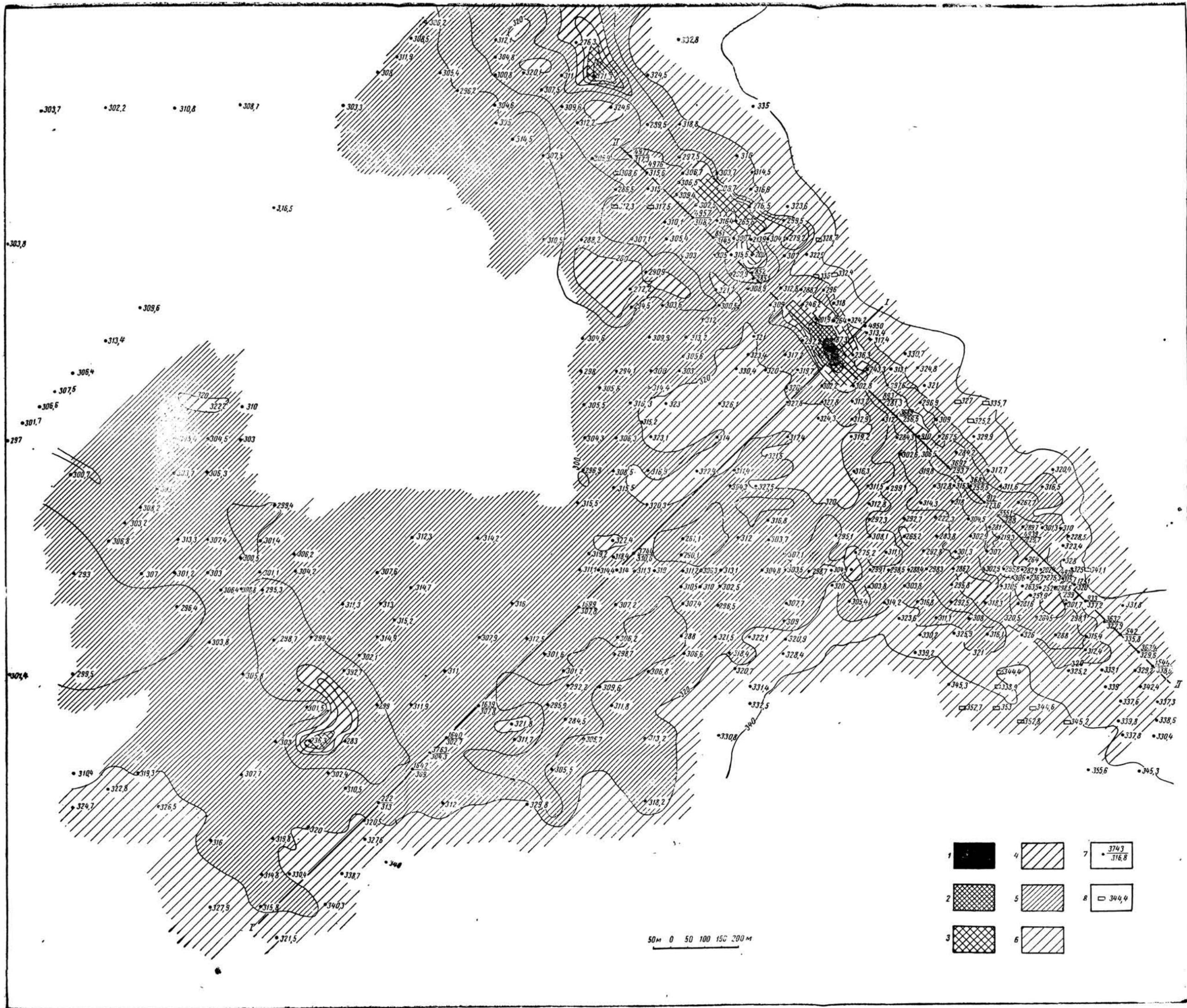


Рис. 11. Карта рельефа поверхности палеозойского фундамента для южной части Аркалыкской синклинали. Высота (в метрах):

1 — ниже 160; 2 — 160—200; 3 — 200—240; 4 — 240—280; 5 — 280—320; 6 — 320—360; 7 — вверху — номер скважины, внизу — отметка поверхности фундамента; 8 — скважины с карбонатными породами фундамента; 9 — скважины с песчано-сланцевыми породами фундамента; 10 — I—I, II—II — линии профилей. Изолинии проведены через 20 м

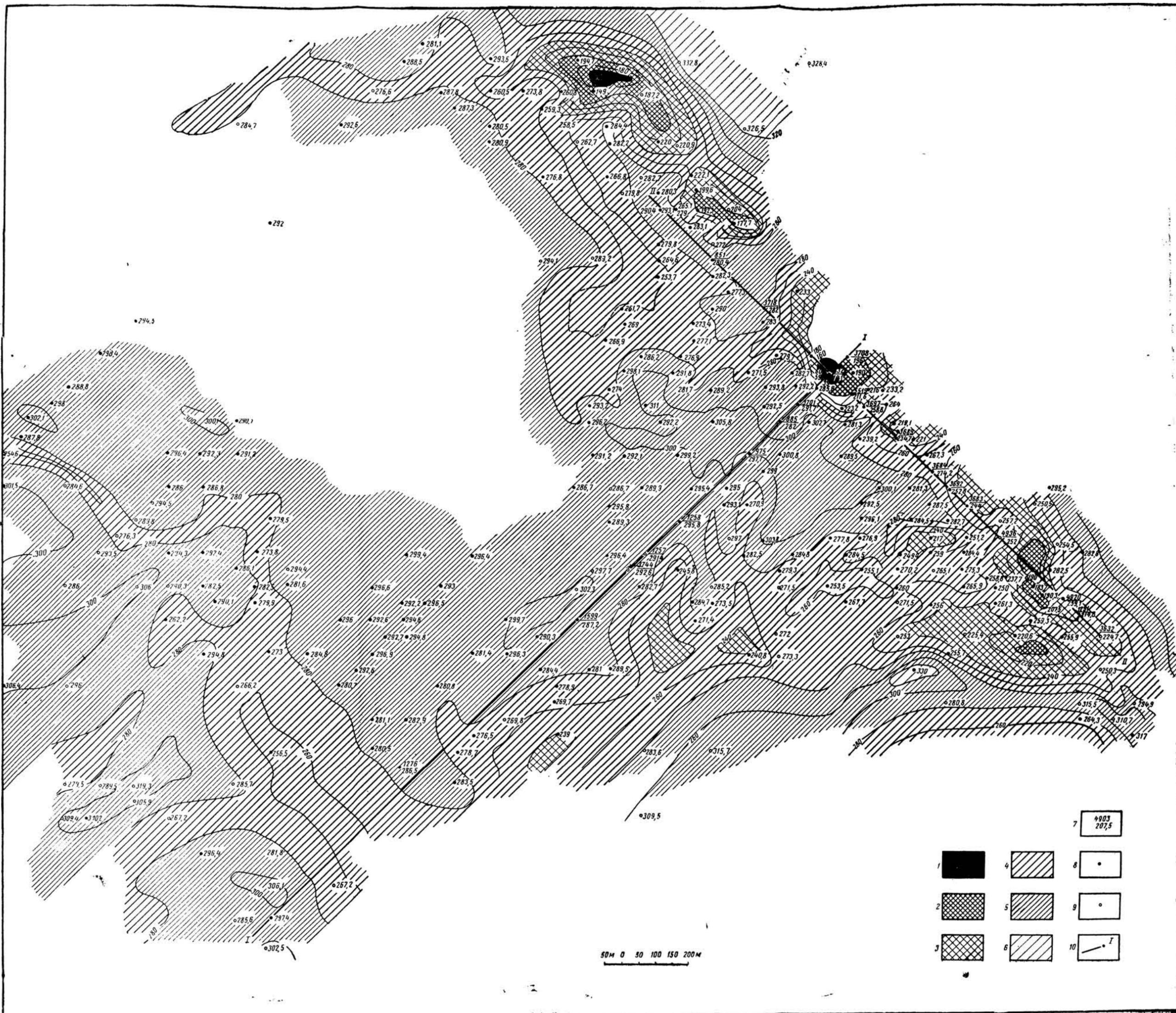


Рис. 12. Карта рельефа поверхности коры выветривания для южной части Аркалыкской синклинали. Высота (в метрах):

1 — ниже 160; 2 — 160—200; 3 — 200—240; 4 — 240—280; 5 — 280—320; 6 — 320—360; 7 — сверху — номер скважины, снизу — отметка поверхности коры выветривания; 8 — шурф с отметкой поверхности коры выветривания; I — I, II — II — линии профилей. Изотипии проведены через 20 м.

Резкое увеличение мощности коры выветривания в крутых крыльях палеозойских складок хорошо заметно на картах, отображающих рельеф подошвы (рис. 11) и кровли (рис. 12) выветрелой толщи.

Карты составлены по данным бурения для юго-восточного замыкания Аркалыкской синклинали в крупном масштабе. Скважины разведочного бурения располагаются здесь по сетке 50×50 м со сгущениями в отдельных местах. Карты строились по обычному способу проведения изолиний между известными отметками. Места расположения скважин показаны точками. Изолинии проведены через 10 м. Здесь также видно, что вертикальная мощность коры выветривания резко увеличивается в крутом восточном крыле Аркалыкской синклинали. В осевой ее части и пологом западном крыле покров коры выветривания сравнительно маломощный.

Уже из рассмотрения материалов по условиям залегания коры выветривания можно видеть, что она неоднородна. Почти на всей территории Шоиндыкульской депрессии кора выветривания образует сплошной покров сравнительно небольшой мощности. На этом ровном фоне наблюдаются значительно более мощные, линейно вытянутые в виде полос зоны измененных пород. Как выяснилось при изучении состава и строения выветрелых пород, здесь мы имеем дело с наиболее интенсивным изменением их состава на глубину до 100 и более метров. В зависимости от условий залегания выветрелых пород можно различать здесь кору выветривания двух типов. Вслед за И. И. Гинзбургом и др. (1946) один из типов коры можно назвать линейным, другой — площадным.

К линейному типу коры выветривания относится толща выветрелых пород, которая не имеет площадного распространения и вытягивается в виде линий, или узких (0,5—1 км) полос или ложбин. В Шоиндыкульской впадине такие полосы протяженностью в несколько десятков километров вытягиваются согласно общему северо-западному простиранию палеозойских структур. Они приурочены к крутым крыльям складок и находятся в зоне контакта карбонатных и песчано-сланцевых пород девона — нижнего карбона. Мощность линейной коры максимальная для выветрелых пород.

Площадная кора выветривания распространена на широких площадях и отличается сравнительно небольшой мощностью.

Выделение линейной и площадной коры выветривания для области Казахского нагорья имеет, помимо морфологического, еще и другой смысл. Выветрелые породы коры линейного типа изменены до стадии каолинитовых глин, а местами содержат свободный глинозем.

Площадная кора представлена относительно слабо выветрелыми породами.

Таким образом, по степени измененности пород, а следовательно, по вещественному составу, линейная кора резко отличается от площадной, которая в общем приближается к породам нижних, слабее выветрелых зон линейной коры.

МОРФОЛОГИЯ ПЛОЩАДНОЙ И ЛИНЕЙНОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Морфология площадной коры выветривания сравнительно проста. В разрезах (см. рис. 9, 10) можно видеть, что кора выветривания, распространенная на больших площадях, залегает в виде сплошного покрова мощностью 5—40 м и имеет неровную, карманообразную нижнюю границу.

Линейная кора имеет более сложное строение. Для выяснения ее морфологии, помимо разрезов (рис. 9, 10), рассмотрим карты рельефа подошвы и кровли коры (рис. 11, 12), составленные для юго-восточного замыкания Аркалыкской синклинали.

Рассмотрение коры начнем с карты рельефа подошвы коры выветривания или, иными словами, с карты рельефа кровли неизменных пород. На этой карте (см. рис. 11) можно видеть, что кровля неизменных пород палеозоя имеет чрезвычайно сложный характер, крайне неровная, с глубокими карманообразными углублениями.

Кора выветривания линейного типа, как было показано выше, приурочена к крутому восточному крылу синклинали. Глубина выветрелой зоны (мощность коры выветривания) здесь резко возрастает. Максимальный размах рельефа ее подошвы достигает 200 м на расстоянии 200—300 м по горизонтали. По сгущению горизонталей хорошо видно, что на фоне слабо волнистой поверхности подошвы коры выделяются замкнутые воронкообразные углубления с крутыми стенками. Глубина их колеблется от 30 до 150—170 м, размеры в плане не превышают 150—500 м. Наиболее глубокие воронки вытянуты цепочкой вдоль северо-восточного крыла. Тем не менее они не образуют единой долинообразной впадины, но всюду разделены одна от другой значительными превышениями. На профиле (см. рис. 9) видно, что слои фаменского яруса, подстилающие кору линейного типа, интенсивно дислоцированы, имеют крутые углы падения, которые достигают местами 60—80°.

Карта рельефа кровли коры выветривания (см. рис. 12) составлена для той же части Аркалыкской синклинали. Эта карта показывает морфологию ложа бокситоносных пород и залегание их в углублениях коры выветривания. Уже при беглом сравнении этой карты с только что рассмотренной (см. рис. 11) намечается совершенно определенное сходство обеих поверхностей, для которых они составлены. Кровля коры выветривания неровная, резко расчлененная и сохраняет основные черты рельефа кровли неизменных пород. Максимальные превышения в крутом восточном крыле Аркалыкской синклинали немногим меньше 200 м.

Осевая часть синклинали (участок площадной коры) приподнята над крыльями, поверхность коры и ее подошва здесь слабо волнисты. Относительные превышения различных участков рельефа подошвы и кровли коры не более 10—15 м на расстоянии 200 м по горизонтали.

Нужно учитывать то обстоятельство, что карты не отражают всей сложности рельефа подошвы и кровли коры. Они представляют собой в значительной степени обобщенную картину, которая дает некоторое представление о резком увеличении мощности линейной коры, возникающем в крутых крыльях складок, по сравнению с маломощной площадной корой. Помимо этого, здесь отражены и особенности строения линейной коры, которая не образует единой зоны сильно измененных пород большой мощности. Неравномерный характер процессов выветривания приводит к тому, что мощности линейной коры резко меняются на коротких расстояниях.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ТЕНИЗСКОЙ ВПАДИНЫ

Условия залегания коры выветривания в Тенизской впадине менее ясны, чем в Шоиндыкульской, из-за отсутствия достаточно полных и систематически собранных материалов бурения. По сообщению Е. В. Дру-

чина, большая часть выходов пород палеозоя с поверхности изменена в той или иной степени. Мощность коры выветривания колеблется от нескольких метров и даже сантиметров на карбонатных породах докембрия до 150 м и более на эффузивно-сланцевых толщах того же возраста. В мощных разрезах Е. В. Дручинин расчленяет кору выветривания на несколько зон.

Выше пород, слабо затронутых выветриванием, снизу вверх им выделяются: 1) зона слабо выветрелых пород, 2) зона глин с реликтовой структурой, 3) зона бесструктурных глин.

Верхние зоны коры выветривания, по Е. В. Дручинину, представлены каолинизированными породами и местами чистым каолинитом. Гидроокислы железа, алюминия и кремнезем распределены в разрезе коры закономерно. А именно: снизу вверх по разрезу количество кремнезема убывает, глинозем же и гидроокислы железа накапливаются. При этом в верхней части коры присутствует свободный глинозем в количестве от 2—5 до 8%.

Разрезы сильно измененных пород такого типа наблюдались Дручининым в крыльях Софиевской антиклинали, в крыльях антиклинали восточнее гряды Жаксы-Коянды и др. и являются, очевидно, примерами коры выветривания линейного типа.

Для выделения коры линейного и площадного типа в пределах Тенизской впадины имеется значительно меньше данных, чем для Шоиндыкульской. Те материалы бурения, которые были предоставлены в наше распоряжение, показывают, что и здесь могут быть выделены участки развития глубоко измененных пород значительной мощности (линейный тип), тогда как на большей части площади наблюдается относительно маломощный покров менее измененных пород (площадный тип).

Обращаясь к фактическому материалу, с которым нам удалось ознакомиться, приведем примеры коры выветривания линейного и площадного типа.

Севернее Акмолинска достаточно мощная кора выветривания, включающая все три зоны профиля, развита в крыльях Софиевской антиклинали, которая была выделена Е. В. Дручининим и др. в 1952—1954 гг.

Складка вытянута на 25 км в направлении с юго-запада на северо-восток (почти меридионально). Южное ее замыкание рисуется авторами севернее с. Софиевка, северное — находится в районе широтного участка реки Селеты.

Ядро антиклинали сложено порфиритами нижнего палеозоя. В крыльях складки среди порфиритов присутствуют линзообразные прослойки чистых известняков, которые переслаиваются с порфиритами и аггломератами и образуют эффузивно-карбонатную пачку в верхах эффузивной толщи. К этой пачке и приурочена линейная кора выветривания. Образованию линейной коры выветривания здесь способствуют два благоприятных фактора: переслаивание эффузивных и карбонатных пород и залегание их в крыльях антиклинали со значительным углом наклона.

В отличие от Шоиндыкульской впадины здесь линейная кора выветривания не образует протяженных зон большой мощности, но залегает в виде карманов на фоне маломощного покрова.

Такой характер ее залегания находится в связи с особенностями геологического строения (строение эффузивно-карбонатной пачки). Более того, верхние зоны коры выветривания часто размыты, как например в рассмотренном нами случае.

Сходная геологическая обстановка наблюдается в антиклинали Жаксы-Коянды, а также южнее Акмолинска в области развития карбонатно-сланцевых пород ордовика.

К площадной коре выветривания относятся все выветрелые породы, развитые по северной окраине Тенизской впадины и частично по южной. В ряде случаев верхние зоны коры выветривания могли быть размыты после своего образования.

К такому же выводу приходим в результате рассмотрения разрезов коры выветривания на поднятии Сарысу-Тенизского водораздела. Сохранившаяся от эрозии кора выветривания в большинстве случаев не имеет значительной мощности, характеризуется площадным распространением и представлена относительно слабо измененными породами. Зона каолиновых глин наблюдается только на отдельных площадях (см. схему, представленную на рис. 2). Кора выветривания этой области за редким исключением относится к площадному типу.



Глава V

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Наиболее отчетливо закономерности строения коры выветривания пород палеозоя могут быть выявлены на примере коры линейного типа, которая по сравнению с площадной корой характеризуется более полным профилем.

Выветрелая толща независимо от различий в составе материнских пород сложена глинами и построена по единому плану. Состав материнских пород тем не менее оказывает влияние на состав глин, слагающих кору выветривания, и особенно нижние ее зоны.

Учитывая это обстоятельство, рассмотрим особенности строения коры выветривания для двух типов пород: 1) глинисто-карбонатных и песчано-сланцевых пород (без темноцветных минералов) и 2) эффузивных и туфогенных пород, содержащих значительные количества темноцветных минералов. Разрезы первого типа характерны для коры выветривания Шоиндыкульской впадины, разрезы второго типа — для Тенизской.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ГЛИНИСТО-КАРБОНАТНЫХ И ПЕСЧАНО-СЛАНЦЕВЫХ ПОРОД

Приведенные выше разрезы коры выветривания показывают, что состав глин меняется снизу вверх по разрезу, в котором могут быть выделены следующие три зоны: 1) зона гидрослюдистых глин, 2) зона каолинитовых глин с примесью гидрослюды и 3) зона каолинитовых глин. Мощность зон меняется в разных разрезах от 5—10 до 50 м.

Рассмотрим основные особенности каждой из выделенных зон.

I. Зона гидрослюдистых глин

Эта зона располагается в разрезе коры выветривания непосредственно выше слабо измененных материнских пород. При выветривании карбонатных и карбонатно-глинистых пород она представлена пачкой черных или серых глин; при выветривании красноцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов франского яруса глины имеют коричневою и шоколадно-коричневою окраску.

Характерной особенностью зоны является сохранение структуры и отчасти окраски материнской породы. Именно в этой зоне еще сохраняются некоторые, характерные для различных пород свойства, которые стираются в более высоких частях разреза.

По составу глины гидрослюдистые, чешуйчатая их структура имеет ту особенность, что чешуйки в общем ориентированы в одном направле-

нии— параллельно сланцеватости исходных пород (приложение, табл. VIII, 3). Длинные чешуйки дают волокнистую структуру (табл. VIII, 4).

Обычно сохраняются следующие структурно-текстурные признаки исходных пород:

1. Слоистость, чаще наклонная, свидетельствующая о дислоцированном залегании пород (приложение, табл. II, 2), иногда нарушенная, о чем говорит их пльчатость.

2. Вкрапленность и линзообразные прослойки пирита, в отдельных прослоях замещенного гидроокислами железа (приложение, табл. IV, 4).

В выветрелых глинисто-карбонатных породах нижней зоны коры сохраняются в той или иной степени все разнообразные текстурные признаки этих пород. Различаются:

1) остатки фауны, окремненной или замещенной глинистым материалом (приложение, табл. III, 1, 2, 3; табл. I, 1, 2, 3);

2) стилолитовые швы, заполненные глинистым или органическим веществом;

3) пятнистая текстура глин — беспорядочное чередование пятен пелитоморфной структуры и скоплений остаточных ромбоэдров доломита, соответствующее такому же размещению материала в материнской карбонатной породе;

4) контуры ромбоэдров доломита (приложение, табл. IV, 1, 2, 3).

При этом в самых нижних частях зоны сохраняются местами скопления кристалликов кальцита или доломита, беспорядочно распространенные в глинистой массе, а также вкрапленность пирита, органического вещества.

Выше карбонаты, как правило, исчезают, растворяясь и одновременно метасоматически замещаясь глинистым материалом. О том, что материнская порода была карбонатной, уже в верхних частях зоны гидрослюд можно судить по реликтам ромбоэдров, замещенных глиной и по другим остаточным структурам (стилолитовые швы, полуразрушенные остатки фауны, пятнистое расположение материала, как в глинисто-карбонатной породе).

Пирит и органическое вещество окисляются.

Все эти данные неопровержимо доказывают, что кальцит-доломитовые породы фамена—турне не являются нижней границей выветривания. Процессы выветривания проникают глубже и активно протекают в самой толще карбонатных пород. Следовательно, рассмотренные нами глинисто-карбонатные породы верхнего девона — турнейского яруса не только растворяются с образованием карстовых полостей, но главным образом преобразуются в глинистую толщу коры выветривания.

В ряде случаев, как уже отмечалось при описании конкретных разрезов, в основании коры выветривания присутствуют горизонты окремненных карбонатных пород. Местами породы пористые, замещены мелкокристаллическим кварцем и халцедоном и сохраняют структуру материнской породы (приложение табл. V, 1).

Механизм процесса окремнения недостаточно изучен. И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишникова (1951) объясняют процесс замещения карбонатных пород кремнеземом «затратой на растворение карбонатов углекислоты, присутствующей в растворе и стабилизирующей SiO_2 в золеобразном состоянии».

Другая точка зрения высказана Муром и Мейнардом (Moog & Maupard 1929); они считают, что при больших концентрациях кремнезема карбонаты Ca и Mg являются его осадителями.

Во всяком случае окремнение карбонатных пород свойственно нижней зоне коры выветривания. При этом источником кремнезема, по-видимому, является выветривающаяся вышележащая толща, из которой энергично выносятся кремнезем.

В западной части Казахского нагорья горизонты окварцованных пород встречаются только в нижней зоне коры выветривания глинисто-карбонатных толщ. Учитывая, что окварцеванию в условиях выветривания подвергаются породы разного состава (Гинзбург и Рукавишникова, 1951), можно попытаться привлечь к объяснению этого процесса данные Окамото (Okamoto, 1957). Этот исследователь установил зависимость растворимости аморфного кремнезема от температуры. Оказалось, что в интервале значений pH от 5,5—6,5 до 9—9,5 растворимость кремнезема меняется мало. Зато при повышении температуры от 0 до 50° она возрастает в среднем от 100 мг/л (при 0°) до 270—300 мг/л (при 50°).

Учитывая это обстоятельство, можно предположить, что кремнезем осаждается в нижней зоне коры выветривания в связи с понижением температуры от верхних, нагретых солнцем слоев к нижним, где уславливается более низкая температура.

Для нижней зоны коры выветривания песчаников и алевролитов характерна зернистая структура, свойственная свежим породам. В зернах сохраняются, хотя бы частично, все минералы материнских пород, однако они изменены в той или иной степени. Кварц корридирован по краям, разбит трещинками и частично замещен глинистым материалом или гидроокислами железа. Замещение кварца ограничивается образованием реакционной каймы, иногда заливов и лишь частично проникновением глины или гидроокислов железа по трещинкам. Известны случаи, когда в нижней зоне коры выветривания гидроокислы железа не только корродируют зерна кварца, но и обрастают с образованием боовин (приложение, табл. IX, 4).

Микроклин является сравнительно устойчивым минералом, пелитизация и частичное замещение его гидрослюдой заметны только в крупных зернах (приложение, табл. X, 3).

У плагиоклазов наблюдаются все стадии их изменения от помутнения поверхности до полного замещения зерен мелкочешуйчатым агрегатом гидрослюд с сохранением первоначальных ограничений зерен.

По данным микроскопии, хлорит частично переходит в более высокополярный минерал (джефферицит, возможно гидрослюду).

II. Зона каолиновых глин с примесью гидрослюд

Зона представляет собой пачку слоистых глин, окрашенных преимущественно в сиреневые и желтые цвета, причем прослои сиреневых и желтых глин переслаиваются между собой.

В нижней части встречаются отдельные прослои серого или белого цвета, в верхней — розового. Переход от нижележащих гидрослюдистых глин к каолиновым постепенный.

В составе глин присутствуют каолинит и гидрослюды в разных соотношениях, каолинит преобладает. Структура глины в основном чешуйчатая, иногда мелкокристаллическая с более крупными вермикулитами каолинита и чешуйками гидрослюд. Наблюдаются переходы гидрослюд в каолинит. Вермикулиты характерны для этой зоны, хотя встречаются уже и в нижней.

Превращение чешуек гидрослюд в пакетобразные кристаллики каолинита довольно часто можно наблюдать под микроскопом. Существование переходных форм свидетельствует о постепенном замещении

гидрослюд каолинитом. Вместе с тем, под электронным микроскопом мы наблюдаем шестигранные кристаллики каолинита, которые не имеют ничего общего с треугольными и вообще угловатыми, остроугольными чешуйками гидрослюд. Учитывая это, трудно себе представить преобразование частичек гидрослюды в каолинит без разрушения кристаллической решетки, т. е. переход гидрослюд в каолинит без стадии раствора (Г. И. Бушинский), с этой точки зрения вопрос о стадийном изменении гидрослюд требует доработки.

Структурно-текстурные признаки сохраняются только частично. Различается слоистость, зернистая структура песчаников и алевролитов, остатки фауны, которые сохраняются редко и плохо. Структуры карбонатных пород стираются.

В коре выветривания карбонатных пород в этой зоне карбонаты, как правило, замещены глинистым материалом, причем при переходе гидрослюд в каолинит, что характерно для этой зоны, постепенно стираются остаточные структуры карбонатов.

Пирит окислен, замещен гидроокислами железа, которые находятся в двух формах. Маловодные окислы вишнево-красного цвета сохраняют очертания кристаллов пирита, образуя псевдоморфозы по пириту, или присутствуют в породе в виде густой точечной вкрапленности. Эта вкрапленность также является результатом окисления расцеянного в породе пирита (приложение, табл. IX, 3).

Гидроокислы железа, содержащие больше молекул воды, имеют красно-бурую окраску, теряют определенные очертания и присутствуют в породе в виде пятен.

Гидроокислы железа обоих типов часто концентрируются по слоистости (как и пирит в исходной породе) и подчеркивают слоистое строение глин.

Органические вещества окислены.

Кварц носит ясные следы растворения. Зерна кварца замещаются либо глинистым материалом, либо гидроокислами железа, расчленяются на более мелкие с неровными краями, разделенные глинистым веществом. При параллельных николях можно видеть, что все они составляли одно зерно.

Плагиоклазы почти нацело замещены гидрослюдой, микроклин частично, хлорит также замещается гидрослюдой и далее каолинитом.

III. Зона каолинита

Зона представлена пачкой глин сиреневых, желтых, розовых, иногда пятнистых.

По составу глины каолинитовые, мелкокристаллические, почти изотропные, довольно однородные, иногда со скоплениями вермикулитов каолинита.

Из реликтовых текстур местами сохраняется слоистость, зернистая или брекчиевидная текстура в виде очертаний зерен или обломков на фоне однородной глинистой массы.

Для этой зоны и частично для нижней характерны прослой бурой, сильно ожелезненной породы или «бурого железняка» мощностью от 0,5 см до 10—20 см.

В песчано-алевролитовых породах — это прослой песчаника или алевролита с цементом, в той или иной степени пропитанным гидроокислами железа.

В карбонатных породах это пористая кремнисто-железистая масса.

Как показывает изучение в шлифах, прослой бурого железняка образуются в верхних зонах коры за счет ожелезнения окварцованных пород, наблюдаемых в неожелезненном виде в нижней зоне коры выветривания.

Минералы материнских пород претерпевают в коре выветривания существенные изменения и в верхней зоне (III) многие исчезают вовсе, замещаясь другими, более устойчивыми в соответствующих условиях.

Карбонаты полностью отсутствуют, кроме более поздних (вторичных), образовавшихся в результате наложения новых процессов на описываемый профиль выветривания (см. гл. II).

Пирит полностью окислен. Большую роль в этой зоне играют гидроокислы железа, количество которых здесь резко возрастает за счет окисления пирита и за счет разложения алюмосиликатов типа хлорита и последующего окисления железа.

Гидроокислы железа образуют пятна, иногда концентрируются в виде желваков и бобовин, меняют окраску породы на пятнистую, белую, розовую, красную.

Органические вещества окислены.

Кварц в этой зоне встречается почти исключительно в виде трещиноватых зерен, корродированных гидроокислами железа или глинистым веществом, полурастворенных мелких, с извилистыми краями. Местами кварц полностью замещен.

Наблюдаются пустоты таблитчатой и призматической формы, соответствующей форме кристаллов — новообразований кварца, широко распространенных в ряде разрезов, в окварцованных пачках нижней части коры выветривания (приложение, таблица V, 1).

В зоне каолинита эти кристаллы целиком растворены, но благодаря сравнительной прочности основной массы (выветрелая, ранее окварцованная порода, обычно пропитанная гидроокислами железа) сохранились ограничения кристаллов кварца (приложение, табл. V 2).

Микроклин не встречается (замещен гидрослюдой и далее каолинитом); плагиоклазы и хлорит также не встречаются. Серицит встречается очень редко в виде небольшой примеси.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ЭФФУЗИВНЫХ И ТУФОГЕННЫХ ПОРОД

Профиль выветривания эффузивных и туфогенных пород имеет зонное строение. Выделяются три зоны (снизу вверх):

1. Зона гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин. В нижней ее части содержится примесь хлорита, в верхней — бейделлита (монтмориллонита).

II. Зона каолинитовых глин с примесью гидрослюды. Присутствует также бейделлит (монтмориллонит).

III. Зона каолинита. В этой зоне иногда содержится примесь галлуазита.

Нижняя зона гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин с примесью бейделлита (монтмориллонита) сохраняет текстуру материнской породы. В нижней ее части сохраняется также несколько осветленная зеленая окраска, выше переходящая в зеленовато-лиловую.

Как показывают результаты рентгеноструктурного анализа, в составе глин этой зоны монтмориллонит часто преобладает над гидрослюдой.

Слагающие породу минералы изменены следующим образом: плагиоклазы замещены хлоритом и гидрослюдами, частично карбонатизированы.

Хлорит частично замещен монтмориллонитом (бейделлитом). Под микроскопом наблюдаются переходные минералы. При этом отмечается появление вторичного мелкокристаллического кварца. Остаточный кварц корродирован. Магнетит — окислен, превращен в окислы и гидроокислы железа. Порода обогащается гидроокислами железа также за счет окисления продуктов разложения темноцветных минералов. Мощность зоны 5—10 м.

Зона каолинита с примесью гидрослюда также содержит бейделлит (монтмориллонит). Текстура материнской породы сохраняется, хотя и менее четко. Окраска глин становится оранжевой, желтой, красной, разных оттенков. Плагноклазы полностью замещены гидрослюдой, местами гидрослюда перешла в каолинит. Основная масса также замещена гидрослюдой, большая часть которой в свою очередь замещена крупными вермикулитами и пакетиками каолинита. Хлорит почти полностью замещен минералом по оптическим свойствам, подобным гидрослюде, местами монтмориллониту.

Кварц корродирован по краям, частично замещен глинистыми минералами.

Гидроокислы железа перешли в более водные формы, образуют расплывчатые пятна в породе. Мощность зоны 5—25 м.

Зона каолинитовых глин (с примесью галлуазита) представлена в большинстве случаев глиной, утратившей первоначальную структуру, окраска розовая, белая, красная.

Все глинистые минералы почти полностью замещены каолинитом, в небольших количествах присутствуют корродированные зерна кварца. Мощность зоны 5—15 м.

Помимо перечисленных типов коры выветривания, в составе бокситоносной пачки были встречены обломки породы со структурой порфирита, но замещенные мелкокристаллическим гиббситом. Не имея в своем распоряжении других данных, мы предполагаем, что такие породы возникли в последние стадии изменения пород в верхних зонах коры за счет выноса кремнезема, перераспределения и кристаллизации глинозема.

Эти три зоны коры выветривания отражают ту же закономерность в преобразовании глинистых минералов в процессе выветривания, которая была выявлена при рассмотрении коры выветривания Шоиндыкульской впадины, но состав глинистых минералов в ней несколько более сложный. Это объясняется выветриванием эффузивных и туфогенных пород, содержащих большое количество темноцветных минералов и хлорита — продукта их изменения.

Хлорит по схеме И. И. Гинзбурга и др. (1946) в процессе выветривания дает следующий ряд:

хлорит — джефферизит — гидрохлорит — монтмориллонит — галлуазит — каолинит.

Этот ряд объясняет присутствие в коре выветривания наряду с гидрослюдой, образующейся по плагноклазам и биотиту (?), также монтмориллонита (бейделлита).

Следовательно, на каком-то определенном этапе изменения хлорита образуется монтмориллонит, который может сохраняться длительное время при соответствующей благоприятной обстановке.

Гидрослюды, которые образуются в породе при выветривании плагноклазов, также могут проходить стадию монтмориллонита на пути превращения в каолинит. И здесь при благоприятных условиях образуется слюдяная, лишенная щелочей, решетка, т. е. монтмориллонитовая. Благоприятными условиями для длительного существования монтмо-

риллонита (бейделлита) является щелочная среда (Гинзбург, 1946). В нижней зоне коры выветривания щелочная среда способствует образованию и длительному сохранению стадии монтмориллонита.

В верхах нижней зоны коры и в средней зоне данные термического анализа и метод органических красителей показывают на смесь глинистых минералов (гидрослюды, монтмориллонит, бейделлит, каолинит, а выше иногда галлуазит). Этот состав глинистых минералов, по-видимому, подтверждает схему стадийного развития минералов коры выветривания и находится в зависимости от рН среды.

Таковы особенности изменения глинистых минералов в коре выветривания Тенизской впадины, образующейся на эффузивных и эффузивно-сланцевых толщах.

СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Для глинистых пород коры выветривания весьма характерны своиственные им текстурные и структурные признаки, наблюдаемые под микроскопом.

Учитывая то обстоятельство, что породы коры выветривания как по своему внешнему виду, так и по составу в ряде случаев трудно отличимы от осадочных глин третичного возраста, наблюдения над структурами этих пород становятся одним из важнейших методов их диагностики.

В этой связи мы кратко рассмотрим структуры коры выветривания для нескольких типов пород по выделенным ранее зонам и попытаемся тем самым проследить изменение структурных особенностей глинистых пород в процессе их выветривания.

Все структуры глинистых пород коры выветривания подразделяются на реликтовые, смешанные и структуры замещения, а также новообразованные.

Структура нижней зоны коры выветривания (I). Для нижней зоны коры выветривания (гидрослюдистых глин) характерны отчетливые реликтовые структуры материнских пород. Они меняются в зависимости от типа пород, подвергающихся выветриванию, и позволяют, таким образом, довольно легко различать продукты выветривания пород разного состава.

При выветривании карбонатных пород в нижней зоне сохраняются следующие структурные и текстурные признаки:

1) остатки фауны, окремненной или замещенной глинистым материалом (приложение, табл. III, 1, 2, 3);

2) поры от выщелоченных обломков фауны;

3) стилолитовые швы;

4) пятнистая текстура карбонатной породы, которая сохраняется в глине в виде беспорядочного чередования пелитоморфных участков и скоплений ромбоэдров, замещенных глинистым веществом;

5) контуры ромбоэдров доломита (приложение, табл. IV, 1, 2, 3).

При выветривании песчаников и алевролитов в нижней зоне сохраняется большая часть зерен и, следовательно, зернистая структура песчаника или алевролита.

Граниты, выветриваясь, в нижней части коры, где отдельные кристаллы сохраняют свои очертания, имеют гипидиоморфную структуру гранита, в верхней, где большая часть зерен разрушена и превращена в глину, приобретают зернистую структуру песчаника (приложение табл. X, 1).

Весьма характерна структура туфов и порфиристов (приложение, табл. VII, 1). Здесь глинистые чешуйки, обычно гидрослюдистые и гидрорхлоритовые, замещают как лейсты плагиоклаза, так и раскристаллизованную основную массу, повторяя структуру материнской породы. При выветривании туфо-конгломерата глина сохраняет обломочную его текстуру (приложение, табл. VII, 2).

Сильно измененные туфы состоят из глинистых частиц, которые прилегают друг к другу, образуя волокна. Волокна извилистые, запутанные, образуют спутанно-волоконистую структуру.

В том случае, когда выветриванию подвергаются существенно глинистые породы типа глинистых сланцев и слабо выветрелых алевролитов, уже в нижней зоне продукты выветривания представлены главным образом глиной гидрослюдистого состава. Глины имеют либо чешуйчатое, либо чешуйчато-волоконистое строение, когда чешуйки, соединяясь, образуют волокна. При этом частицы ориентированы в одном направлении, параллельно сланцеватости исходной породы.

Структуру таких глин мы называем параллельно-чешуйчатой, или соответственно, параллельно-волоконистой. Расположение частиц, формирующих структуру, является, таким образом, унаследованным от материнской породы.

Параллельно-чешуйчатая структура видна на фотографии табл. VIII, 3, параллельно-волоконистая — на фотографии табл. VIII, 4 (см. приложение).

Встречается также перекрестно-чешуйчатая или перекрестно-волоконистая структура, когда чешуйки или волокна ориентированы так, что пересекаются под разными, но острыми углами. Такая структура большей частью наблюдается в верхней части зоны, где сланцеватость постепенно стирается.

Переходная зона каолинистых глин с примесью гидрослюды (II). В глинах этой зоны еще наблюдаются реликтовые структуры, но наряду с ними появляются структуры замещения и новообразованные. Реликтовые структуры в переходной зоне обычно нечеткие или сохраняются на отдельных участках вследствие неравномерности процесса выветривания.

К новообразованным структурам и текстурам следует отнести: 1) тонкую точечную вкрапленность гидроокислов железа, пронизывающую всю породу — «рассеянный маяк» (см. приложение, табл. IX, 3) и 2) пятнистую текстуру, называемую так благодаря пятнистому расположению в породе гидроокислов железа.

Особенностью структуры глинистой массы является присутствие рассеянных в породе крупных чешуек гидрослюды, замещающихся каолинитом. Наряду с этими переходными формами наблюдаются новообразованные вермикулиты каолинита. Основная масса глин участками чешуйчато-волоконистая, участками мелкокристаллическая каолинистая с отдельными более крупными кристаллами (приложение, табл. VIII, 2).

Верхняя зона каолинистых глин (III). В зоне каолинистых глин реликтовые структуры почти не наблюдаются. Иногда сохраняется структура песчаника. Присутствует только часть кварцевых зерен, сохранившихся от растворения и очень интенсивно корродированных (приложение, табл. X, 1, 2).

Иногда кварцевые зерна, а чаще пустоты от их выщелачивания имеют форму призм и шестигранных табличек — при этом цемент состоит преимущественно из гидроокислов железа. Это остаточная структура окварцованной карбонатной породы (приложение, табл. V, 2).

К числу новообразованных структур и текстур можно отнести пятнистую (по распределению в породе гидроокислов железа) и в ряде случаев бобовую (приложение, табл. IX, 1, 2).

Бобовины простого строения, состоят из красно-бурых гидроокислов железа, пропитывающих глинистую массу, распределены в породе беспорядочно. Сравнивая бобовины коры выветривания с бобовинами бокситовых пород, отметим следующее. В бокситовых породах бобовины грубо подразделяются на два типа: простые однородные и сложные, состоящие из более мелких бобовин. Бобовины коры выветривания сходны с простыми бобовинами бокситовых пород.

Структура глинистой массы, которая имеет здесь каолинитовый состав, мелкокристаллическая с рассеянными в ней более крупными вермикулитами каолинита.

В верхней части зоны наблюдаются структуры глин следующих двух типов:

1. Совершенно аморфные глины с участками колломорфной текстуры. Они весьма характерны для бокситоносной пачки, залегающей выше на коре выветривания.

2. Чешуйчато-волокнутого строения среди мелкокристаллической массы с вермикулитами. Чешуйки и волокна располагаются в породе ориентированно и образуют агрегаты, перекрещиваясь под разными углами, чаще всего под прямым углом (приложение, табл. VIII, 1).

Такую структуру мы называем перекрестно-волокнутой, перекрестно-чешуйчатой или тканевой.

Рассмотрев структуры и текстуры глинистых пород разных зон коры выветривания, остановимся особо на структурах собственно глинистой массы, оставив в стороне структурные и текстурные признаки, связанные с присутствием примесей и включений в породе типа песчаных зерен, скоплений гидроокислов железа и т. д.

Структуры и текстуры глин, которые удается наблюдать в разных зонах коры выветривания, могут быть классифицированы следующим образом.

По форме частиц, слагающих глину, структуры подразделяются на пелитоморфную, мелкокристаллическую (включая вермикулитовую), чешуйчатую, волокнутую, и чешуйчато-волокнутую.

В зависимости от характера расположения частиц в породе, ориентированного или беспорядочного, текстуры делятся на: параллельно-чешуйчатую и параллельно-волокнутую; перпендикулярно-чешуйчатую и перпендикулярно-волокнутую; перекрестно-чешуйчатую и перекрестно-волокнутую; спутанно-волокнутую и, наконец, ячеистую.

Часть из них видна на снимках шлифов (приложение, табл. VIII, 1, 2, 3, 4). Присхождение этих текстур неодинаково. Часть из них следует рассматривать как остаточные, унаследованные от исходной породы. Это — ячеистая, спутанно-волокнутая и параллельно-чешуйчатая текстуры. Они наиболее отчетливо выражены в нижней зоне коры выветривания. Другие текстуры формировались в процессе выветривания породы (перекрестно-чешуйчатая, перпендикулярно-чешуйчатая — тканевая).

Рассматривая изменение структуры глинистой массы в процессе выветривания, можно говорить о тенденции изменения структур от более раскристаллизованных и крупнокристаллических к мелкокристаллическим и пелитоморфным. Так, например, при выветривании карбонатно-глинистых пород (скв. № 3770, разрез 7) наблюдается следующий ряд структур (от нижней зоны к верхней): 1) параллельно-

волокнистая глина и параллельно-чешуйчатая; 2) мелкокристаллическая (участками вермикулитовая); 3) пелитоморфная структура.

Местами этот ряд видоизменяется следующим образом (снизу вверх): параллельно-волокнистая, волокнистая и чешуйчатая со структурой замещения, мелкокристаллическая (вермикулитовая), перекрестно-волокнистая (перекристаллизованная).

В первом случае изменения структуры сопутствуют следующему ряду изменений глинистых минералов:

гидрослюды — каолинит — каолинит + гидроокислы глинозема.

Во втором случае имеем:

гидрослюды — каолинит — перекристаллизованный каолинит.

ПОВЕДЕНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА И ФОРМ ЖЕЛЕЗА В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Помимо минералогического состава глин коры выветривания, мы попытались выяснить распределение в разрезе выветрелой толщи органического углерода и форм железа. Химические анализы выполнены в химической лаборатории Отдела литологии ГИН АН СССР. Содержание органического углерода, железа валового, сульфидного двухвалентного растворимого (карбонатного и силикатного), обломочного и трехвалентного определялось по методике, описанной Н. М. Страховым (1955).

Результаты анализов приведены на рис. 3.

Железо валовое распределяется неравномерно. Его содержание колеблется обычно от 1 до 5% как в верхних, так и в нижних зонах коры выветривания, но в отдельных прослоях возрастает до 15—45%. Рассмотрение многих разрезов показало, что такая картина распределения железа связана с его первичным размещением в породах палеозоя. Наиболее резко выделяющиеся максимумы приурочены к прослоям бурого железистого алевролита, который присутствует не только в коре выветривания, но и в составе неизменных пород.

Иначе обстоит дело с поведением форм железа. Железо в окисной форме, считая от валового, возрастает снизу вверх от долей процента в нижних зонах до 2,5—6% в верхних зонах. Максимальное содержание в отдельных прослоях достигает 40% от валового. В редких случаях наблюдаются максимумы и в нижних горизонтах, но они соответствуют, по-видимому, первично окисленным прослоям. Зато в верхних зонах выветрелых пород почти все железо находится в окисной форме.

Сульфидное и растворимое закисное железо преобладает в нижней части коры. Главную массу присутствующего здесь железа составляет железо сульфидное. Закисное растворимое играет подчиненную роль, в основном это железо карбонатов, местами оно образует пики на диаграмме с максимальными значениями до 12% (от валового). Органический углерод, как правило, убывает снизу вверх по разрезу. Максимальное его содержание от 1,5 до 3,5% в нижних зонах коры сокращается до долей процента в верхних зонах.

На рис. 3 можно видеть прямую зависимость распределения сульфидного железа от содержания органического углерода, отвечающую закономерности, установленной Н. М. Страховым, Э. С. Залманзон (1955) и Л. А. Гуляевой (1954). Все сульфидное железо сосредоточено, как правило, в нижних зонах коры выветривания, где органический углерод содержится в максимальных для данного разреза количествах.

В верхних зонах, в результате окисления при выветривании, содержание S_{pr} резко сокращается, сульфидное железо переходит в окисную форму.

Изучение форм железа в коре выветривания эффузивных и туфогенных пород показало, что здесь имеет место та же закономерность, что и в коре выветривания осадочных толщ. В нижних зонах железо присутствует в закисной форме, в верхней оно окисляется. Валовое содержание железа в общем остается тем же, хотя и колеблется в различных прослоях от долей процента до 25%. Таким образом, значительного привноса железа извне здесь не наблюдается. В отличие от коры выветривания осадочных пород сульфидное железо присутствует в ничтожных количествах. Закисное железо нижних зон коры присутствует в составе хлоритов, а также представлено растворимой формой (сидерит) и в незначительных количествах обломочной (доли процента).

Закономерная картина несколько искажается присутствием в верхних горизонтах коры выветривания вторичного сидерита, наложенного на основной профиль выветривания.



Глава VI.

ИЗМЕНЕНИЯ МИНЕРАЛОВ ИСХОДНЫХ ПОРОД В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

В качестве некоторого итога описания разрезов коры выветривания различных типов пород рассмотрим преобразования важнейших минералов материнских пород в процессе выветривания.

В. Н. Разумова (1956), изучавшая кору выветривания северо-западной части Казахского нагорья, приходит к выводу, что «образование тех или иных глинистых продуктов древнего элювия не связано с общим химическим составом пород, а целиком определяется составом и структурой слагающих породу минералов». По ее мнению, каждый минерал дает свой самостоятельный ряд вторичных продуктов независимо от того, в состав какой породы он входит. При этом взаимодействия минералов друг с другом практически не наблюдается.

Это, в общем, верное положение В. Н. Разумовой может быть принято с учетом следующего очень важного обстоятельства: присутствие карбонатных пород и в первую очередь известково-доломитовых пород, либо в составе выветривающейся толщи, либо в непосредственном контакте с нею, оказывает влияние на весь процесс выветривания.

Углекислота, несомненно, способствует выносу кремнезема, щелочей и растворению кварца.

Поскольку из всех изученных разрезов коры выветривания, окварцованные горизонты встречены нами только в коре карбонатно-глинистых пород, естественно предположить, что именно присутствие карбонатов способствует осаждению кремнезема в нижней зоне выветрелой толщи. Сущность этого процесса окончательно не выяснена.

Учитывая, что В. Н. Разумовой (1956) уже рассмотрены минеральные преобразования целого ряда минералов в коре выветривания (кварц, полевые шпаты, мусковит, серицит, биотит, хлорит, роговая обманка, эпидот, ильменит, гидрогематит), мы остановимся на них коротко и рассмотрим изменение этих минералов применительно к зональности коры выветривания. Помимо этого, мы приведем здесь некоторые новые данные, не затронутые В. Н. Разумовой.

Кварц, как известно, является одним из наиболее устойчивых в поверхностных условиях минералов. Тем не менее в последние годы различными исследователями накоплен ряд фактов, свидетельствующих о способности кварца к растворению при определенных условиях и прежде всего в процессе выветривания горных пород. И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишникова (1951) указывают, что остаточный кварц распространен в коре выветривания и обычно характеризуется изъеденными краями и закругленной, а часто неправильной формой зерен.

Выщелачивание кварца широко известно также в современных латеритных корах выветривания. В латеритах Британской Гвианы растворение кварца сопутствует бокситообразованию (van Kersen, 1956). Л. И. Мартыненко и П. С. Самодуров наблюдали случаи разъедания кварца минералами глин в кварцитах Кривого Рога (цитируется по И. И. Гинзбургу и И. В. Витовской, 1956). Я. Н. Белевцев там же наблюдал частичное замещение кварцевых прослоев гидрогематитом (см. статью Коржинского, 1956). Д. С. Коржинский (1956) отмечает, что процесс выщелачивания кварца происходит в древней коре выветривания в больших масштабах и, в частности, способствует обогащению некоторых руд Кривого Рога мартитом и гидрогематитом.

В составе коры выветривания палеозойских пород Северного Казахстана содержание кварца весьма значительно. До последнего времени считалось, что кварц в коре выветривания Казахстана сохраняется без изменения на всем протяжении профиля выветривания (Разумова, 1956).

Более пристальное изучение коры выветривания в полных разрезах, вскрытых буровыми скважинами, показало, что зерна кварца в ней не только слабо корродированы по краям, но постепенно растворяются и замещаются другими минералами при переходе от слабо измененных пород нижней части коры выветривания к более интенсивно измененным породам в ее верхах. Кварц уже в нижней зоне гидрослюдистых глин носит следы растворения. Зерна кварца на контакте с вмещающей глиной корродированы, имеют изъеденные края, иногда замутненную поверхность или трещиноваты. Наряду с измененными зернами встречаются и свежие, не затронутые коррозией. Были встречены случаи частичного и полного замещения кристаллов кварца гидрослюдистым минералом.

В нижней зоне, помимо глинистых минералов, кварц местами замещен гидроокислами железа, которые корродируют края зерен или проникают внутрь по трещинкам. Там, где гидроокислы железа присутствуют в значительных количествах, они образуют бобовины, обрастая вокруг ранее корродированных зерен кварца (приложение, табл. IX, 1, 4).

В зоне каолинистых глин с примесью гидрослюды почти все зерна кварца корродированы в той или иной степени, и даже макроскопически можно наблюдать, что в песчанистой глине они становятся матово-белыми, непрозрачными и хрупкими. Под микроскопом, помимо реакционной каймы по краям зерен, можно видеть глубокие заливы внутрь зерна, выполненные глинистым материалом, иногда как бы проливы, разделяющие зерно на более мелкие обломки с извилистыми краями. В параллельном свете обычно заметны прежние контуры такого дезинтегрированного зерна. Здесь также наблюдается замещение кварца и гидроокислами железа.

В верхней зоне каолинистых глин встречаются почти исключительно растрескавшиеся «дезинтегрированные» зерна (приложение, табл. X, 1, 2), более или менее замещенные каолинитом или гидроокислами железа. Часть зерен замещена почти полностью и содержание кварца в каолининовой зоне заметно убывает по сравнению с нижними зонами коры. Количественную сторону этого процесса можно приблизительно оценить, сравнивая в шлифе площадь, которую занимали зерна кварца до их растворения и после. В наблюдаемых нами случаях количество кварца сокращается примерно на 20%. О полном растворении кристаллов кварца свидетельствуют также пустоты шестиугольной и призматической формы, которые довольно часто наблюдаются в ожелезненных прослоях верхней зоны коры (приложение, табл. V, 2). Эти

пустоты происходят от растворения идиоморфных призматических кристаллов кварца, широко распространенных в основании коры выветривания существенно карбонатных пород. Кварц, замещавший карбонаты в начальные стадии выветривания, в дальнейшем в связи с углублением профиля выветривания и переходом окварцованных пачек в верхние зоны коры начинает энергично выноситься. Приведенные факты свидетельствуют о том, что изменения кварца в коре выветривания происходят в закономерной связи с ее зональностью.

Таким образом, растворение кварца и вынос кремнезема характерны для формирования коры выветривания и Северного Казахстана.

Приведем другие случаи замещения кварца, которые свидетельствуют о не менее энергичном выносе кремнезема. При этом замещение кварца происходило значительно позже и накладывалось на готовый профиль выветривания.

Явление такого рода наблюдалось нами в коре выветривания порфиритов докембрия на северной окраине Тенизской впадины. Здесь кварц замещен сидеритом, который корродирует его по краям и выполняет трещинки в зернах. Сидерит образует конкреции концентрического (оолиты) и радиально-лучистого (сферолиты) строения.

Зерна кварца, которые обычно мельче сферолитов сидерита, располагаются по отношению к ним совершенно безразлично: в центре, по краям и вне сферолитов. Сферолиты сидерита распространены не только в коре выветривания с сохранившейся структурой порфирита, но и в бокситовой пачке, залегающей на коре выветривания. Интересно также, что гидроокислы железа, которые корродируют здесь кварц, нигде не затрагивают сидерита.

Характер размещения сидерита в породе, а также его взаимоотношения с другими минералами свидетельствуют о том, что образование конкреций и замещение кварца происходило в готовой коре выветривания и накладывалось на ее сформировавшийся профиль.

Все эти данные говорят о сравнительной молодости процесса замещения, который происходил, по-видимому, в гипергенезе.

М. Г. Попов наблюдал замещение зерен кварца гидроокислами марганца в третичной коре выветривания, развитой на окремненных известняках турнейского яруса и верхнего девона в Казахском нагорье. Кварц присутствует здесь среди скоплений руды псиломелано-пирролюзитового состава в виде отдельных зерен и агрегатов и частично корродирован гидроокислами марганца. И. И. Гинзбург и И. В. Витовская (1956) объясняют коррозию кварца в глинах бейделлитового (частично монтмориллонитового) состава выделением щелочей при разложении гидрослюдистых глин и переходе их в бейделлитовые. Щелочи разъедают зерна кварца в местах их соприкосновения с глинистыми частицами. Знакомство с казахстанским материалом показывает, что если такое объяснение и применимо для конкретного случая, рассмотренного авторами, то оно не может объяснить явлений, наблюдаемых в коре выветривания Северного Казахстана. Здесь зерна кварца носят следы растворения во всех зонах коры выветривания. При этом в нижней зоне, где происходит выделение щелочей при переходе гидрослюд в каолинит, зерна кварца корродированы в меньшей степени, чем в верхней каолиновой зоне, где часть зерен нацело замещена каолинитом. Следовательно, растворение кварца в коре выветривания — процесс прогрессирующий. Он не останавливается в зоне преобразования щелочесодержащих глин в бесщелочные, но еще сильнее происходит в зоне образования каолинита. Учитывая, что режим рН меняется в процессе развития зон коры выветривания от слабощелочного в нижних зонах

до слабокислого в верхней каолиновой, приходится признать, что кварц растворим в той или иной степени и в той и в другой среде. Этот вывод напрашивается из рассмотрения фактического материала и, по-видимому, объясняется на основе данных сравнительной растворимости кремнезема, гидроокислов железа, глинозема и глинистых минералов в слабокислой и слабощелочной среде. К сожалению, в настоящее время имеются очень немногие работы, посвященные этому вопросу (Бушинский, 1946; Соколова и др., 1956; Magistad, 1925). По этим данным, растворимость SiO_2 при значениях pH от 5 до 7,5 в ряде случаев превышает 100 мг/л.

По данным Окамото и (Okamoto a. Goto, 1947), растворимость аморфного кремнезема при pH от 5,5 до 8 и при низкой температуре колеблется очень незначительно, оставаясь все время в пределах 100 мг/л. С повышением температуры до 22° она возрастает в тех же пределах pH до 180—200 мг/л, а при 50° — до 260—280 мг/л.

Растворимость гидратов окиси алюминия и окиси железа при тех же условиях практически ничтожна. Растворимость Al_2O_3 в интервале значений pH от 5,22 по 6,8 меняется от 1,2 до 0,3 мг/л (Magistad). Естественно, что гидроокислы железа замещают кварц в коре выветривания, где условия в процессе формирования профиля меняются от слабощелочных до слабокислых.

К такому же выводу мы приходим, рассматривая данные Краускопфа (Krauskopf, 1956), который исследовал вопросы растворимости кремнезема при низких температурах. По всем имеющимся данным, растворимость кремнезема при одних и тех же значениях pH и температуры в десятки раз превышает растворимость окислов железа и глинозема.

Помимо pH среды, в верхней зоне коры на поведение гидроокислов железа, по-видимому, оказывают влияние окислительные условия, которые создаются здесь благодаря циркуляции атмосферных вод. Растворимость железа в окисной форме резко падает. Гидраты окислов железа повсюду замещают кварц при его растворении (приложение, табл. IX, 1, 2, 4).

Гидроокислы марганца по своим свойствам близки к гидроокислам железа и поэтому ведут себя сходно в одинаковой обстановке. Известно и широко распространенное в мезо-кайнозойских континентальных бокситах явление замещения кварца гибситом (Лисицына, 1956₂).

Наблюдения над химическим составом природных вод подтверждают энергичный вынос кремнезема по сравнению с Al_2O_3 и Fe_2O_3 . Не повторяя ранее приводимых сведений (Лисицына, 1956₂), отметим только, что содержание SiO_2 в водах источников и рек латеритных областей Британской Гвианы и Голландской Индии (Harrison, 1933; Mohr, 1944) значительно выше содержания Al_2O_3 и Fe_2O_3 . Оно достигает максимума в 45 мг/л, в то время как содержание Fe_2O_3 в тех же водах не превышает 4 мг/л (общее содержание железа пересчитано на Fe_2O_3), а Al_2O_3 присутствует в количестве не более 2—3 мг/л.

Данными по растворимости глин мы не располагаем, но, по-видимому, замещение зерен кварца глинистым материалом также происходит в общем случае благодаря значительно большей стойкости минералов глин по сравнению с кварцем в условиях коры выветривания.

Полевые шпаты разного состава обладают различной устойчивостью по отношению к процессам выветривания. На это указывал еще К. Д. Глинка и многие другие исследователи.

Наименее устойчивы основные плагиоклазы, несколько более устойчивы средние и калиевые полевые шпаты, самым устойчивым является микроклин.

Плагиноклазы в нижней гидрослюдистой зоне коры выветривания только частично замещаются мелкочешуйчатым агрегатом гидрослюда с сохранением контуров кристаллов. В средней зоне они почти полностью замещаются гидрослюдой, в верхней — гидрослюда переходит в каолинит.

Основные плагиноклазы, как уже отмечала В. Н. Разумова (1956), переходят в каолинит часто без промежуточного замещения гидрослюдой.

Микроклин устойчив в нижней зоне, в средней — замещен частично гидрослюдой и только в верхней целиком переходит в каолинит.

Мусковит присутствует в виде чешуек, в промежуточной зоне постепенно замещается гидрослюдой, в каолинитовой зоне переходит в каолинит.

Серицит переходит в гидрослюды и в верхних зонах коры постепенно замещается каолинитом. Характер перехода можно хорошо наблюдать на крупных чешуйках серицита, которые веерообразно расщепляются, теряют яркую интерференционную окраску и превращаются в пакеты или вермикулиты каолинита (приложение, табл. X, 4).

Биотит выветривается по-разному. В одних случаях переходит в хлориты типа пеннина и далее выветривается, как хлориты, проходя стадию монтмориллонита.

В других случаях биотит обесцвечивается и затем разлагается с образованием буроватых волокнистых агрегатов гидрослюды.

Хлориты переходят в гидрохлориты и далее в гидрослюду (?), сохраняя до некоторого момента в той или иной степени зеленую окраску в простом свете. При этом обычная для хлорита низкая интерференционная окраска меняется на яркую, как у серицита. В процессе разложения хлорита образуются гидроокислы железа в виде точечной вкрапленности.

Роговая обманка переходит в гидрохлориты, которые далее изменяются в зависимости от щелочного режима среды.

Эпидот разлагается с образованием бурых окислов железа.

Ильменит переходит в коре выветривания в лейкоксен, который сохраняется в ее разрезе.

Пирит в нижней зоне гидрослюдистых глин местами сохраняется без изменения, в средней и верхней окисляется с образованием псевдоморфоз темно-красных гидроокислов железа. Последние располагаются в породе, как и пирит, в виде тонкой вкрапленности («рассеянный маяк») (приложение, табл. IX, 3) или в виде кубической формы кристалликов и целых прослоек — скоплений кристалликов.

Гидроокислы железа, присутствующие в коре выветривания, различны по способу своего образования. Они происходят, во-первых, от окисления пирита, во-вторых, при окислении железа, освобождающегося в процессе выветривания хлоритов и других темноцветных минералов. Кроме того, в коре выветривания присутствуют реликтовые гидроокислы железа, образовавшиеся еще в материнской породе.

В нижних зонах коры гидроокислы железа представлены, как правило, маловодными формами и связаны в своем размещении с реликтовыми текстурами и структурами породы. В одних случаях это псевдоморфозы по пириту, в других — мелкая вкрапленность около зерен хлорита, между лейстами измененного плагиноклаза и т. д.

В верхних зонах коры гидроокислы железа представлены многоводными формами и образуют беспорядочно расположенные пятна либо

выполняют пустоты. Если их много, образуются бобовины разных размеров (миллиметры— 1 см).

Гидроокислы железа материнских пород ведут себя здесь аналогично новообразованным.

Органические примеси присутствуют в виде рассеянной примеси или в виде корней растений или обломков стеблей (например, в алевролитах в визе — намюре). В верхних зонах коры выветривания окислены и замещены гидроокислами железа.

НОВООБРАЗОВАННЫЕ МИНЕРАЛЫ — РЕЗУЛЬТАТ ВОЗДЕЙСТВИЯ НАЛОЖЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Помимо минеральных новообразований, которые возникают в процессе формирования основного профиля выветривания, как например каолинит, минералы гидроокислов железа и т. д., в коре выветривания присутствуют и в ряде случаев пользуются широким распространением минералы, с этим процессом не связанные. Изучение структурных взаимоотношений этих минералов с другими свидетельствует о более позднем их образовании по сравнению с профилем выветривания и в иных климатических условиях.

К числу таких минералов относятся гипс, сидерит, кальцит и др.

Гипс в коре выветривания чаще всего выполняет трещины или образует конкреции радиально-лучистого строения и розы. Последние встречены нами только в верхних зонах коры. Помимо этого, гипс выполняет трещинки и пустоты в зернах кварца и как бы корродирует их.

Таким образом, в некоторые моменты в верхних зонах коры создаются условия, в которых гипс весьма устойчив. Образование гипса скорее всего надо связывать с наложенными процессами, которые происходили значительно позднее, чем формирование основного профиля выветривания в условиях засушливого климата. Гипс мог образоваться при взаимодействии иона SO_4 (результат окисления пирита) и карбоната кальция, циркулирующих в породе растворов.

Сидерит — присутствует в виде конкреций главным образом в верхних зонах коры выветривания. Конкреции имеют сферическую форму и радиально-лучистое или концентрическое строение. Размер конкреций 0,2—0,4 мм. Распространены в породе беспорядочно среди окисленных, окрашенных в красный цвет пород.

Такие же конкреции встречаются в вышележащей бокситоносной пачке в одних и тех же разрезах. Здесь наблюдения под микроскопом структурных взаимоотношений сидерита с другими минералами показывают, что он является более поздним не только по отношению к основному профилю коры выветривания, но и по отношению к породам бокситоносной пачки.

В. Н. Разумова (1956) описывает в качестве вторичных минералообразований в коре выветривания гидрогематит — лимонитовые жилы, марганцовые выделения, известковистые стяжения. По времени образования она относит эти проявления к концу палеогена.

Глава VII

О ПРОЦЕССАХ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОФИЛЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

В результате рассмотрения основных особенностей зон коры выветривания процесс формирования профиля выветривания можно условно подразделить на несколько этапов.

Процессы первого этапа в общем сводятся к преобразованию материнских пород в породы гидрослюдистого, глинистого состава.

Алюмосиликаты, как можно было видеть из разрезов, на ранних этапах переходят в одних случаях непосредственно в гидрослюды, в других случаях, когда в породе много темноцветных, наблюдается замещение их хлоритом, а затем наряду с гидрослюдами монтмориллонитом — бейделлитом.

Карбонаты, как правило, выщелачиваются и замещаются более стойкими в условиях выветривания минералами глин. Происходит вынос щелочей, щелочных земель, кремнезема.

В глинисто-карбонатных породах карбонаты растворяются и выносятся. Глинистые минералы приобретают подвижность и замещают карбонаты, сохраняя первоначальные ограничения их кристаллов. Особенно отчетливо это явление наблюдается при замещении доломитов, состоящих из кристаллов ромбовидной формы. Отчетливые очертания ромбоэдров наблюдаются в глинистой массе, заместившей доломит, которая местами состоит из «глиняных ромбоэдров».

В самых нижних горизонтах разреза коры выветривания в слабо измененных карбонатных породах местами, по-видимому, создаются особые условия, выражающиеся в значительных концентрациях щелочных земель. Растворы приобретают свойства электролитов и осаждают кремнезем, который выносится из верхних частей коры выветривания.

Происходит замещение карбонатов, но не глинистым материалом, а кремнеземом. По-видимому, таким путем возникают горизонты окварцованных пород, рассмотренные нами при описании конкретных разрезов коры выветривания. Позже, в верхних зонах коры, они претерпевают дальнейшие изменения.

В силикатных породах — песчано-сланцевых, изверженных (граниты, порфириды) и туфогенных — полевые шпаты переходят в гидрослюды, основные плагиоклазы — в каолинит за счет потери щелочей и замещения их связей водородом. Темноцветные минералы замещаются хлоритом.

Изменение хлоритов приводит к монтмориллониту (бейделлиту) — в щелочной среде (по И. И. Гинзбургу), далее (в условиях кислой или нейтральной среды) в конечном счете образуется каолинит.

Помимо этого, для начальной стадии выветривания (стадия образования нижней зоны) характерны также процессы окисления органического углерода и закиси железа. При выветривании осадочных пород происходит в основном окисление пирита и сидерита. Для эффузивов и туфогенных пород, кроме того, характерно окисление железа, освобождающегося при разложении темноцветных. Это окисление происходит неравномерно в разных частях выветривающейся толщи в зависимости от ее проницаемости для атмосферных вод. Так, например, интенсивно окисляется железо в окварцованных прослоях, которые обладают большой пористостью из-за частичного выщелачивания карбонатов. В нижней зоне такие прослои слабо окислены — имеют желто-бурый цвет.

Второй этап выветривания заключается в преобразовании глинистых минералов.

Дальнейший вынос кремнезема и щелочей приводит к перестройке кристаллической решетки и превращению гидрослюд в каолинит за счет замещения щелочей гидроксильной группой. Так объясняют этот процесс И. И. Гинзбург и др. (1946), В. Н. Разумова (1956), и иначе, по-видимому, его объяснить нельзя.

Кремнезем выносится не только из силикатов. Во всех зонах коры и особенно в верхних наблюдаются следы растворения кварца. Процессы окисления более интенсивны, чем вначале. Происходит накопление гидроокислов железа.

Железо и органический углерод почти нацело окислены, за исключением отдельных реликтовых участков, слабее затронутых выветриванием. Окисление железа сопровождается переходом менее водных форм (гематита, гидрогематита) в более водные (гидрогетит).

К концу второго этапа в минералогическом составе преобладают каолинит и минералы гидроокислов железа.

Третий этап выветривания заключается в следующем. Гидроокислы железа обнаруживают следы перемещений в породе и выполняют трещинки, пустоты, замещают остатки корней растений. Практически все железо находится в окисной форме и составляет местами до 50% породы. Гидроокислы железа получают возможность, перераспределяясь, образовывать конкреции типа бобовин и желваков в больших количествах, в то время как в низах разреза конкреции встречались довольно редко.

Продолжающийся вынос кремнезема приводит к обеднению породы им и местами к почти полному растворению зерен кварца. Одновременно происходит накопление свободного глинозема, который перераспределяется, перемещаясь в виде растворов или зольей, и выпадает в пустотах и трещинах в виде кристалликов гиббсита. Этот процесс достоверно установлен в нескольких разрезах. В пустотах железистых желваков в верхнем горизонте коры (Амангельдинское месторождение) найден кристаллический гиббсит; в коре акмолинских порфиритов гиббсит замещает породу с сохранением ее структуры (найденно в обломках).

Содержание свободного глинозема в верхних горизонтах коры выветривания, на основании данных химического анализа, отмечают Е. В. Дручинин и Б. А. Салин.

Глава VIII

О ВОЗРАСТЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАЗАХСКОГО НАГОРЬЯ

Современные представления о времени образования коры выветривания Казахстана в значительной степени базируются на возрастных взаимоотношениях, установленных на Южном Урале и в Мугоджарах А. Г. Бер (1932), П. Л. Безруковым и А. Л. Яншиным (1934, 1937), В. А. Вахрамеевым (1948) и др. Возраст коры выветривания определялся здесь как верхний триас — нижний лейас по залеганию на ней нижнеюрских отложений, охарактеризованных флорой.

Для западной части Казахского нагорья возраст коры выветривания считался одно время доэоценовым на том основании, что в результате длительного континентального перерыва, наступившего в конце палеозоя и продолжавшегося до эоцена, морские отложения здесь неизвестны.

Е. М. Великовская (1936), изучавшая бокситоносные породы области, опровергает этот вывод путем сопоставлений с Южным Уралом и Мугоджарами и считает кору выветривания доюрским образованием. Такого же мнения придерживается Е. Д. Шлыгин (1936).

Триас-юрский возраст коры выветривания без новых подтверждающих данных признается в рукописных отчетах многими геологами, занимающимися разведкой и поисками бокситов (Б. А. Тюрин, Б. А. Салин, Е. В. Дручинин, Б. Н. Красильников, Д. Д. Пономарев и др.). Признается в то же время, что процессы выветривания интенсивно развивались также и в третичном и даже в четвертичном периоде. Д. Д. Пономарев (1946), например, выделяет неогеновую кору выветривания, сложенную бейделлитовыми глинами.

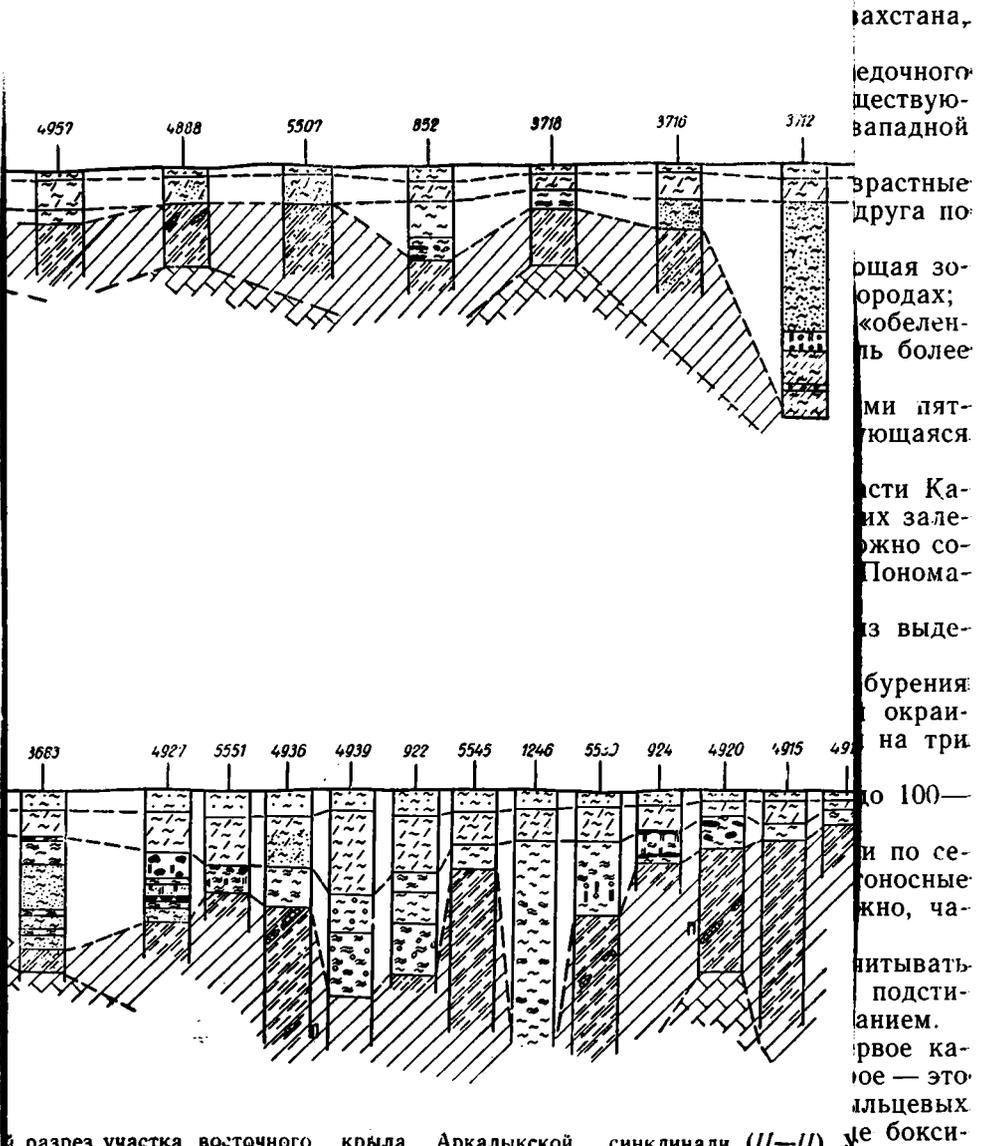
В. Н. Разумова (1956), изучавшая кору выветривания северо-западной части Казахского нагорья, считает, что кора образовалась в доюрское время. Этот вывод она делает на том основании, что по рекам Джаны-спай и Иман-Бурлук кора покрывается нижнеюрскими угленосными отложениями.

Вместе с тем В. Н. Разумова указывает на то, что кора выветривания, возможно, продолжала формироваться и в нижнеюрское время, о чем свидетельствует присутствие выветрелых галек в конгломерате нижнеюрского возраста, залегающем в кровле коры выветривания (З. Г. Лаушкина).

Отсутствие меловых и нижнепалеогеновых морских осадков в северо-западной части Казахского нагорья позволяет В. Н. Разумовой предполагать, что в это время уже сформированная кора выветривания триас-юрского возраста подвергалась дальнейшим изменениям.

С процессами выветривания верхнеолигоценового возраста В. Н. Разумова связывает образование верхней обеленной зоны профиля коры выветривания.

Уже из этих данных можно сделать вывод о том, что процесс выветривания в северо-западном Казахстане многоэтапный, в разное время он происходил в разных климатических условиях и приводил к об-



II—II) у

ахстана, едочного, ществую- западной, возрастные, друга по, ршая зо- ородах; «обелен- ль более, ми пят- ющаяся, сти Ка- их зале- жно со- Понома- из выде- бурения: окра- на три, до 100— и по се- тоносные, жно, ча- нитывать- подсти- анием. рвое ка- ое — это, льцевых, же бокси-

ртикаль- глубоко- сложены, е струк- строения.

туры и текстуры материнских пород и имеют зональное строение.

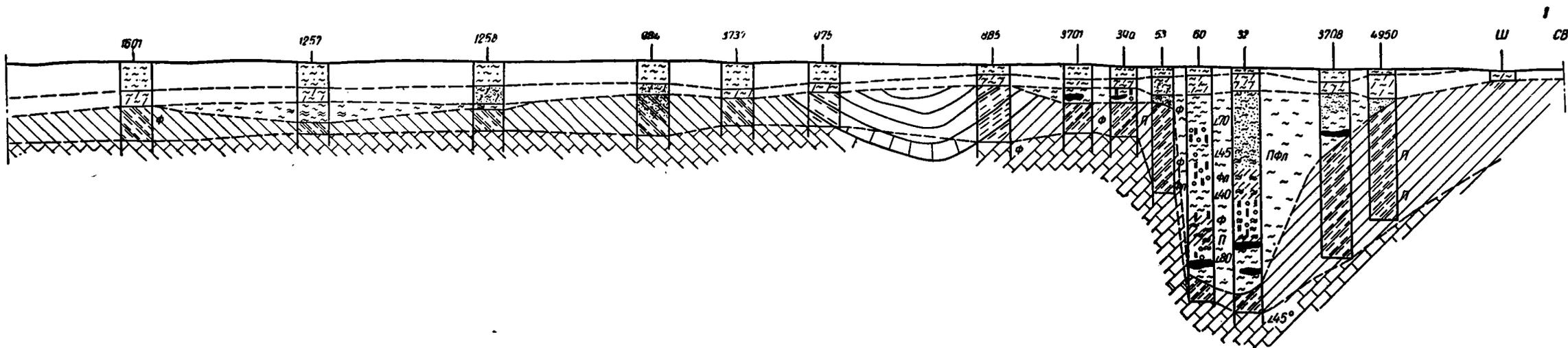
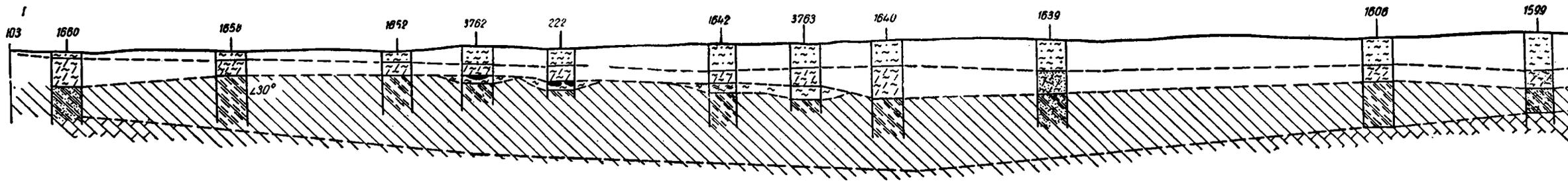


Рис. 13. Геологический разрез через южную часть Аркалыкской синклинали (I—I')

1 — зеленые гипсоносные глины (средний миоцен); 2 — пестроцветные глины (верхний олигоцен — нижний миоцен). Бокситоносные породы (палеоцен — эоцен); 3 — глины; 4 — боксит каменный; 5 — боксит глинистый; 6 — боксит сухаристый; 7 — бокситы и глины серые, черные, углистые. Кора выветривания по породам девона (триас — эоцен): 8 — глины (по данным скважин); 9 — песчаные глины (по данным скважин); 10 — бурый железняк (по данным скважин); 11 — пороги коры выветривания предполагаемые (между скважинами). Коренные породы (девон, фаменский ярус); 12 — сланцы; 13 — глинистые известняки и доломиты; 14 — фауна и флора; 15 — ириит; 16 — скважины разведочного бурения

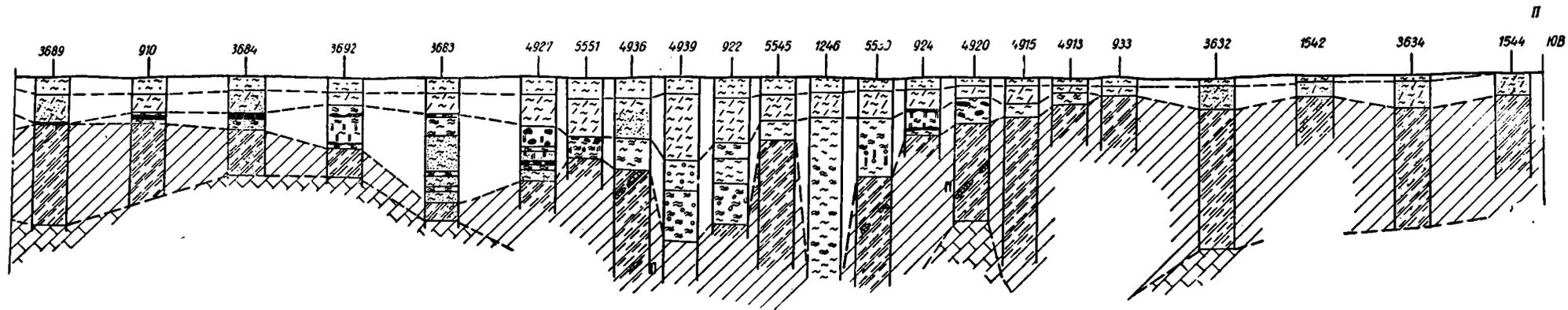
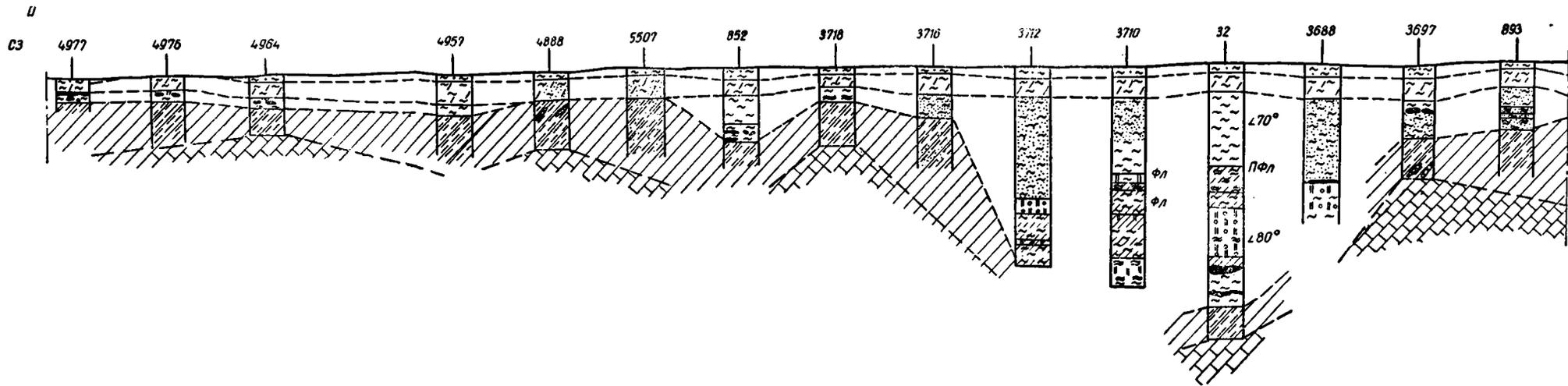


Рис. 14. Продольный геологический разрез участка восточного крыла Аркалыкской синклинали (II—II). Условные обозначения те же, что на рис. 13.

С процессами выветривания верхнеолигоценового возраста В. Н. Разумова связывает образование верхней обеленной зоны профиля коры выветривания.

Уже из этих данных можно сделать вывод о том, что процесс выветривания в северо-западном Казахстане многоэтапный, в разное время он происходил в разных климатических условиях и приводил к образованию нескольких комплексов выветрелых пород.

Следовательно, говоря о возрасте коры выветривания Казахстана, следует говорить о возрасте нескольких кор выветривания.

В последние годы благодаря развитию поискового и разведочного бурения появляются новые данные, позволяющие уточнить существующие представления о времени образования кор выветривания западной части Казахского нагорья.

В настоящее время в этой области известны три разновозрастные толщи или комплекса (коры выветривания, отличные друг от друга по составу и другим признакам):

1) наиболее древняя из них и самая мощная толща, имеющая зональное строение, развита на палеозойских и докембрийских породах;

2) толща белых с красными пятнами каолинистых глин, «обеленная зона» по В. Н. Разумовой (1956), наложенная на профиль более древней коры выветривания;

3) толща зеленовато-серых бейделлитовых глин с красными пятнами и желваками гидроксидов железа и марганца, образующаяся как по выветрелым, так и по свежим породам палеозоя.

Последнюю из названных толщ мы наблюдали в южной части Казахского нагорья. По составу слагающих глин и по условиям их залегания на более древней коре выветривания ее, по-видимому, можно сопоставлять с третичной корой выветривания, описанной Д. Д. Пономаревым для Северного Казахстана.

Обратимся к рассмотрению данных о возрасте каждой из выделенных толщ.

Первая из них наиболее детально изучена по данным бурения в Шоиндыкульской впадине, а также по северной и восточной окраинам Тенизской. Эта толща сложена глинами и подразделяется на три зоны.

Мощность коры выветривания колеблется от нескольких до 100—150 м в полных разрезах.

Глины коры выветривания и в Шоиндыкульской впадине и по северо-восточной окраине Тенизской мульды подстилают бокситоносные породы. Большинство геологов считают их доюрским, возможно, частично нижнеюрским образованием.

Чтобы судить о возрасте коры выветривания, необходимо учитывать некоторые данные, свидетельствующие о том, что она хотя и подстилает бокситы, в то же время является одновозрастным образованием.

Такое заключение подтверждают два обстоятельства. Первое касается взаимоотношений коры выветривания и бокситов. Второе — это присутствие в нижних зонах коры выветривания спорово-пыльцевых комплексов, которые по возрасту аналогичны спорам и пыльце бокситоносной пачки.

Рассмотрим каждое из них несколько более подробно.

На профиле (рис. 13), вычерченном без преувеличения вертикального масштаба, видно, что бокситоносные породы, залегающие в глубоком кармане, достигают мощности 160 м. Крутые стенки кармана сложены глинами коры выветривания. Эти глины сохраняют остаточные структуры и текстуры материнских пород и имеют зональное строение.

Помимо этого, в них присутствует палеозойская фауна в виде отпечатков брахиопод, мшанок и реже кораллов. Фауна встречается в ряде случаев по всему разрезу выветрелой толщи (скважина № 53).

Совершенно очевидно, что карман в коре выветривания не может рассматриваться как глубокая воронка, так как такая воронка в глинах, крутизна стенок которой превышает угол естественного откоса, не могла существовать длительное время и, следовательно, не является дорудной. Накопление бокситоносных пород, выполняющих «воронку», происходило одновременно с образованием самой «воронки» в процессе выветривания подстилающих пород палеозоя.

К такому же выводу о синхронности бокситообразования с выветриванием можно прийти, если учесть некоторое сходство процессов, протекающих в бокситоносной толще и в коре выветривания, а именно: коррозия кварца и замещение его разными минералами, включая гиббсит; интенсивное окисление закисного железа и образование железистых бобовин; каолининовый состав глин и в бокситовой пачке и в верхних зонах коры выветривания. Сходные процессы естественно происходили в сходных физико-химических условиях.

Возраст бокситов по данным спорово-пыльцевого анализа определяется Е. Д. Заклинской (1955) как палеоцен — эоценовый. Это заключение подтверждают находки древесины, изучавшейся А. А. Ларищевым (1956).

Таким образом, формирование профиля выветривания, очевидно, не закончилось в юре, а продолжалось и в эпоху бокситообразования вплоть до палеоцена — эоцена.

Подтверждением тому, что выветривание происходило непрерывно на протяжении этого длительного промежутка времени, служит сформированная за это время мощная кора выветривания, имеющая четко зональное строение. Эта зональность предполагает, что каждая более верхняя зона формировалась за счет постепенного и направленного изменения минералов нижележащей зоны. Поэтому нет никаких оснований считать, что существовала мезозойская кора выветривания, которая впоследствии только преобразовывалась наложенными процессами третичного времени. Иными словами, нет оснований разрывать во времени процесс выветривания, продолжавшийся от триаса до эоцена.

Это заключение подтверждается присутствием палеоцен-эоценовой пылицы в нижних зонах коры выветривания (на рис. 14 показана значком фл.).

В скважине № 53 в бассейне р. Ашут вскрыт разрез коры выветривания толщи глинисто-карбонатных пород фаменского яруса (см. рис. 14). В этом разрезе обильная пыльца и споры обнаружены в нижней зоне коры выветривания глинисто-карбонатных пород верхнего девона на глубине около 100 м. Поскольку спорово-пыльцевые комплексы относятся к палеоцен-эоцену, выветривание, очевидно, продолжалось в это время и происходило одновременно с накоплением бокситов.

В морских бассейнах соседних областей тогда же отлагались глинистые и песчано-глинистые, а также кремнистые осадки (Яншин, 1953), а в области Павлодарского Прииртышья — опоковая свита.

Последнее обстоятельство может служить косвенным подтверждением того, что кора выветривания формировалась одновременно с накоплением этих свит и служила источником кремнистого материала.

Сопоставляя приведенные данные, можно считать, что наиболее распространенная в западной части Казахского нагорья толща выветрелых пород, имеющая зональное строение, формировалась в течение

длительного времени. Начавшись, по-видимому, в триасе, выветривание продолжалось и в эпоху образования бокситов, т. е. в палеоцене-эоцене.

Учитывая, что в полных разрезах кора выветривания состоит из трех зон (переходы между зонами постепенные), а каждая вышележащая зона образовалась за счет дальнейшего и более интенсивного изменения пород нижележащей зоны, приходится предполагать, что процесс выветривания продолжался непрерывно.

Следует оговориться, что палеоцен-эоценовый возраст спорово-пыльцевых комплексов из бокситоносных пород признается не всеми полинологами. В. Н. Барбашинова (1954), например, и другие считают его верхнемеловым. Поэтому верхняя граница формирования основного профиля выветривания, как и возраст бокситов, требует еще уточнения.

Следующая более молодая толща выветрелых пород описана В. Н. Разумовой (1956), которая изучала ее в бассейне р. Аше-Тасты-Тургай и других районах северо-западной части Казахского нагорья. Это толща белых и светло-серых каолиновых глин с красно-бурыми пятнами гидроокислов железа. Она залегает на породах разных зон основного профиля выветривания и чаще всего развивается по породам верхней каолиновой зоны («зона обеления» В. Н. Разумовой).

Эта кора выветривания связана с континентальными осадками олигоценового возраста, которые по внешнему облику и составу весьма сходны с ней. Подтверждением ее возраста В. Н. Разумова считает сходство процессов, протекавших в коре выветривания с процессами отложения и дальнейшего изменения верхнеолигоценовых осадков.

Третий комплекс коры выветривания, наиболее молодой, представлен толщей светлых серо-зеленоватых глин с красными пятнами окислов железа. Этот комплекс резко отличается по составу слагающих его глинистых минералов от двух других комплексов. По внешнему облику и составу его не всегда удается отличить от серовато-зеленых с красными и желтыми пятнами осадочных глин нижнего миоцена.

Достаточно отчетливо он наблюдался нами в области Казахского нагорья в бассейне р. Жиланчик, где выветрелая толща бейделлитовых глин с пятнами и желваками окислов железа залегает на поверхности гидрослюдисто-каолиновой зоны коры выветривания песчано-сланцевых пород среднего девона — франского яруса. Покрывают ее бейделлитовые глины неогена. А. Н. Волков, изучавший эту толщу глин в 1948 г. по разрезам в свежих шурфах и канавах, наблюдал постепенный переход зеленоватых пятнистых глин в слабо-измененные породы палеозоя. Он относил толщу пятнистых глин к коре выветривания (устное сообщение). Состав глин был определен нами позже как бейделлитовый (см. выше).

По-видимому, бейделлитовые глины следует рассматривать в данном случае как наложенную кору выветривания на существующий нормальный профиль зональной коры песчаников (см. рис. 7). Из трех зон основного профиля здесь наблюдаются две нижние: зона гидрослюдистых и зона каолиновых глин с примесью гидрослюды. Верхняя часть этих глин изменена в других засушливых условиях выветривания и вместо каолиновой зоны профиль коры выветривания венчает пачка бейделлитовых глин. Мощность бейделлитовой наложенной коры выветривания не превышает 20 м.

Бейделлитовые глины развиваются не только по выветрелым, но и по свежим породам палеозоя. Такие примеры мы наблюдали в области поднятия Казахского нагорья в южной части Сарысу-Тенизского водораздела севернее станции Теректы.

К вопросу о возрасте этого комплекса можно подойти следующим образом. В бассейне р. Жиланчик бейделлитовые глины образуются за счет верхних зон коры выветривания, формировавшейся вплоть до эоцена, и, следовательно, являются более поздними по времени. Они покрываются зелеными гипсоносными глинами верхов миоцена (район оз. Аще-Куль, бассейн р. Жиланчик).

Бейделлитово-монтмориллонитовый состав этих глин сходен с бейделлитово-монтмориллонитовым составом зеленых осадочных глин миоцена, которые считаются озерными образованиями. Принимая во внимание, что состав глин является функцией климатических условий, можно предположить, что глинистые продукты выветривания образовались в одинаковых условиях полусухого климата с осадочными толщами того же состава. Такие условия существовали в начале миоцена.

Попробуем сопоставить во времени кору выветривания западной части Казахского нагорья с корой выветривания областей Центрального Казахстана, примыкающих к нему с юго-востока.

По данным К. В. Никифоровой (1956), основная масса пестроцветной каолинитовой коры выветривания в восточной части Бет-Пак-Далы и южных отрогах Улу-Тау образовалась в нижнем и среднем эоцене.

Последующая эпоха выветривания относилась к верхнему эоцену и привела к окремнению верхних горизонтов меловой коры выветривания. В третий раз процессы выветривания происходили в конце олигоцена и отразились в наложении процессов отбеливания верхнеолигоценовых отложений. Отсюда можно видеть, что процессы выветривания Центрального Казахстана в общем совпадают по времени с процессами выветривания западной части Казахского нагорья (эоцен, олигоцен).

Окремнение ранее образованной коры выветривания в верхнем эоцене, по-видимому, может быть сопоставлено с образованием сливных кремнистых песчаников, которые описаны В. Н. Разумовой (1956), и относится также к верхнему эоцену.

Выветривание начала миоцена, не отмеченное К. В. Никифоровой для Центрального Казахстана, возможно, является особенностью более западных областей.

В итоге отметим следующее. Кора выветривания пород палеозоя и докембрия, имеющая зональное строение и широко распространенная в западной части Казахского нагорья, формировалась в течение длительного времени. Начало ее образования относится к триасу, а возможно, и к концу палеозоя, когда в этой части Казахстана образовалась суша. Оно продолжалось вплоть до времени накопления бокситов, т. е. до палеоэоцена-эоцена и происходило одновременно с бокситонакоплением. Образование профиля выветривания, который мы называем основным, продолжалось, очевидно, непрерывно в течение всего этого времени и привело к его зональному строению.

Образование всех трех зон связано с постепенным изменением пород во времени. Процессы выветривания происходили и позднее, однако с конца эоцена они накладывались на уже существующий профиль выветривания или затрагивали свежие породы, но самостоятельного профиля выветривания, равного по мощности и глубине изменения пород только что описанному, уже не создавали.

Характер этих наложенных процессов менялся в соответствии с изменениями климатических условий.





1



2



3

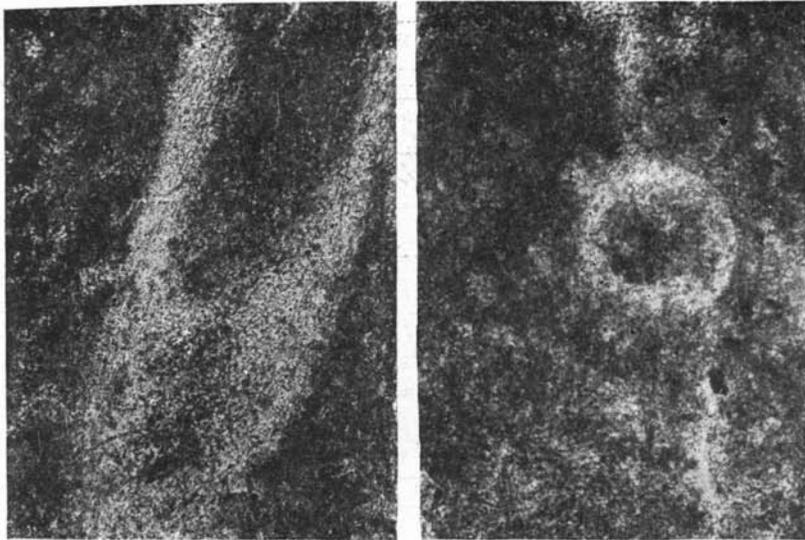
Отпечатки брахиопод в глинах коры выветривания глинисто-карбонатных пород фаменского яруса:

Рис. 1. Нижняя зона коры выветривания.

Рис. 2 и 3. Верхняя зона коры выветривания

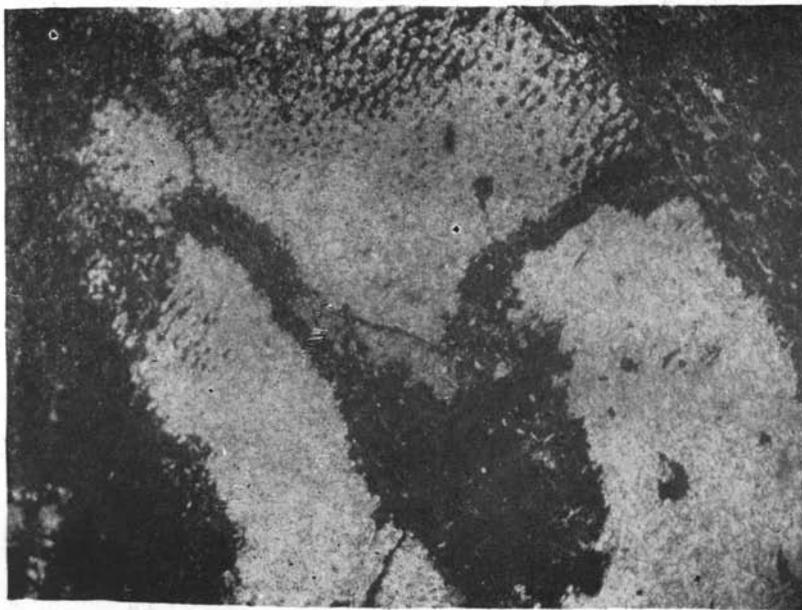


Рис. 1. Серая тонкослоистая глина нижней зоны коры выветривания (слои наклонены)
 Рис. 2. Желтая и сиреневая тонкослоистая глина средней зоны коры выветривания
 Рис. 3 и 4. Черная глина нижней зоны коры выветривания, ожезненная и обеленная по трещине:
 а — красная ожезненная глина; б — белая глина (кайма обелення); в — черная глина



1

2



3

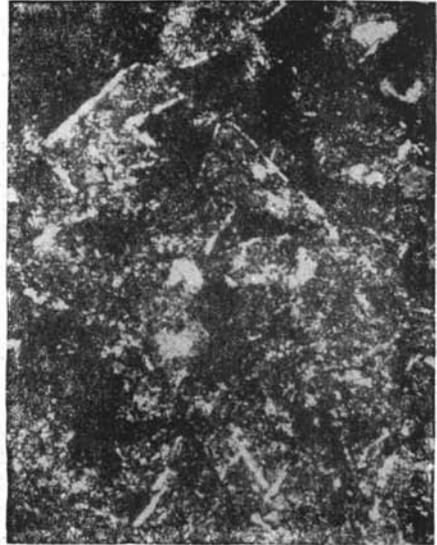
Рис. 1 и 2. Каолинит-гидроглинистая глина, средняя пачка коры выветривания (видны органические остатки, замещенные глинистым веществом), увел. 90; ник. ||:

1 — продольный разрез; 2 — поперечный разрез

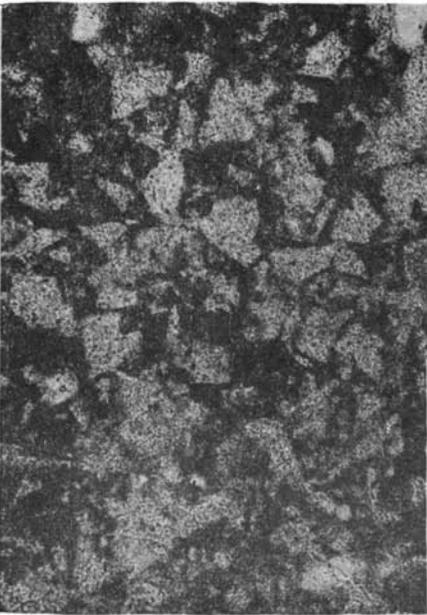
Рис. 3. Гидроглинистая глина с примесью каолинита (обломок иглокожего, замещен глинистым веществом)



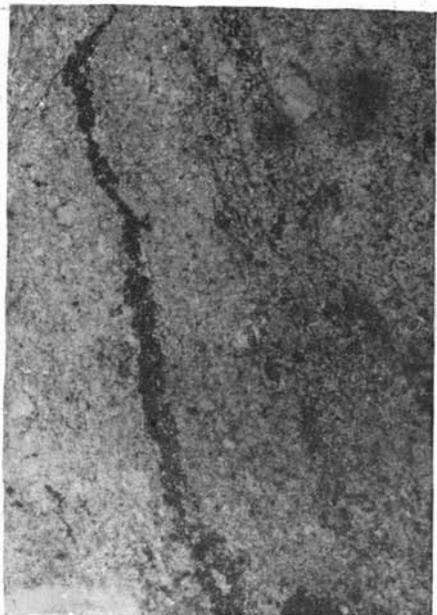
1



2



3



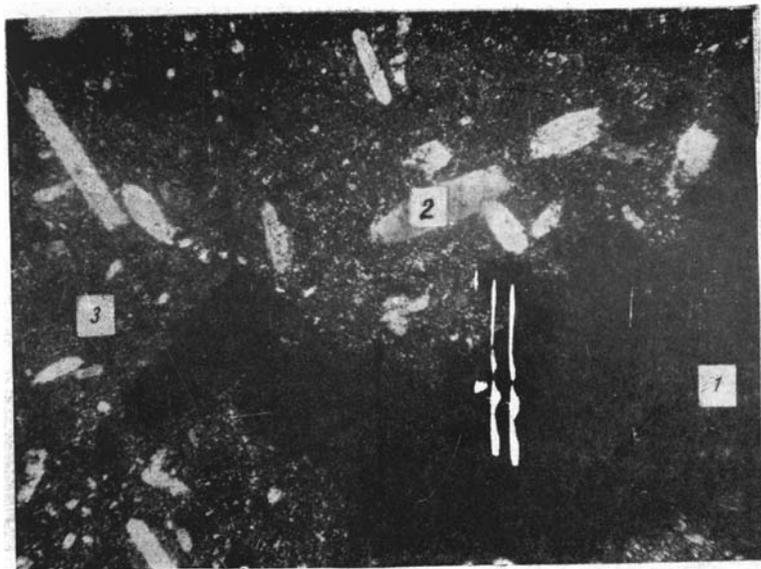
4

Структуры глин нижней зоны коры выветривания глинисто-карбонатных пород фаменского яруса:

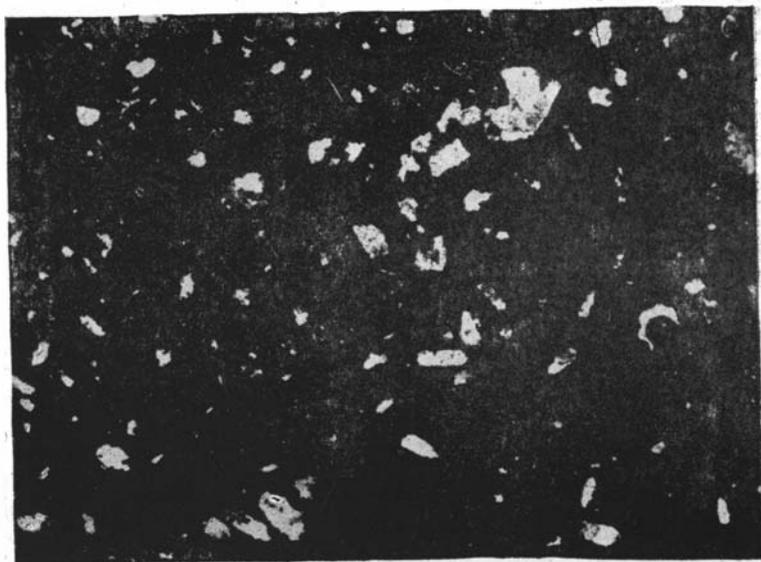
Рис. 1, 2, 3 — остаточная структура доломита (видны очертания ромбоэдров, замещенных глинистым веществом):

1 — увел. 120, ник. ||, разрез скв. № 60; 2 — увел. 120, ник. X, разрез скв. № 60; 3 — увел. 90, ник. ||, разрез скв. № 6060

Рис. 4. Прослойки мелкокристаллического пирита в глинистой породе. Нижняя зона коры выветривания пород фаменского яруса, увел. 100, ник. ||



1



2

Рис. 1. Кавернозная кремнистая порода нижней зоны коры выветривания пород фаменского яруса, увел. 55, ник. X:
1 — крупные пустоты; 2 — кристаллы кварца призматической формы; 3 — мелкокристаллическая кремнистая масса

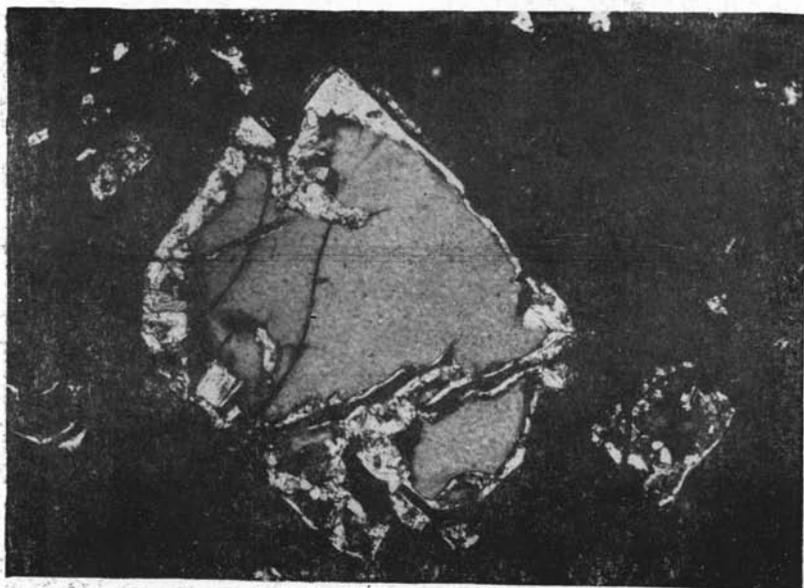
Рис. 2. Бурый железняк (видны пустоты от растворения кварца угловатой и призматической формы), увел. 55, ник. ||



1



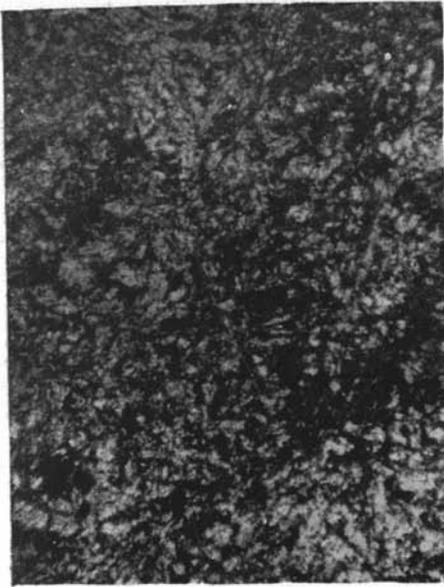
2



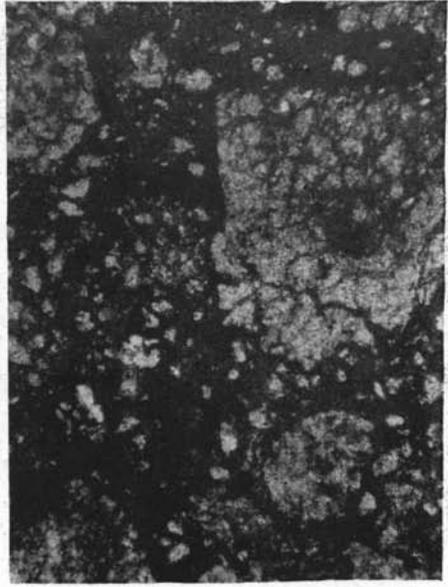
3

Рис. 1 и 2. Каменный железистый боксит (кристаллы кварца с призматическими и таблитчатой формы очертаниями замещены гиббситом):
1 — увел. 120, ник. 1; 2 — увел. 120, ник. X.

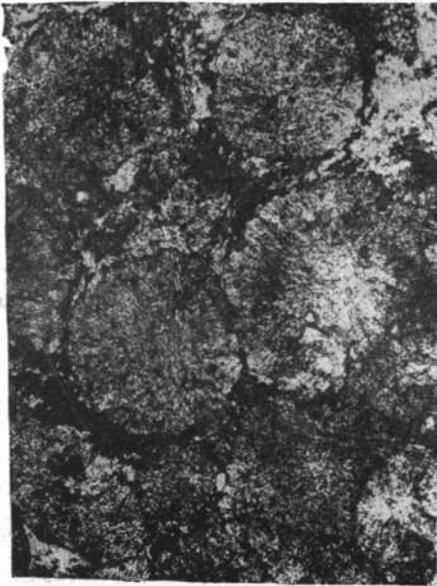
Рис. 3. Каменный мелкобобовый железистый боксит (зерно кварца по краям и трещинкам корродировано гиббситом), увел. 90, ник. X.



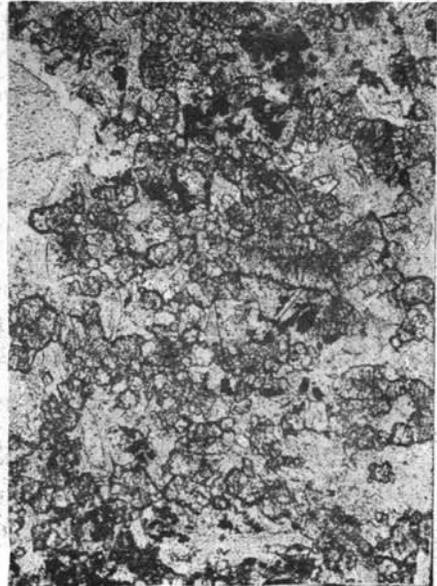
1



2



3



4

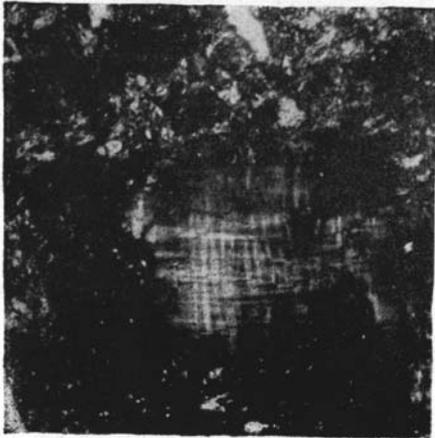
- Рис. 1. Нижняя зона коры выветривания порфирита (видна остаточная структура), увел. 46, ник. ||
- Рис. 2. Нижняя зона коры выветривания туфоконгломерата (глинистая порода, видна обломочная текстура), увел. 46, ник. ||
- Рис. 3. Кора выветривания порфирита. Глина с микроконкрециями сидерита, увел. 90, ник. ||
- Рис. 4. Нижняя зона коры выветривания. Слабо выветрелый порфирит с кристаллами вторичного сидерита, увел. 90, ник. ||



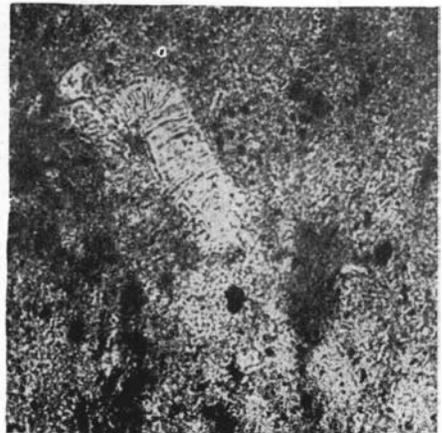
1



2



3



4

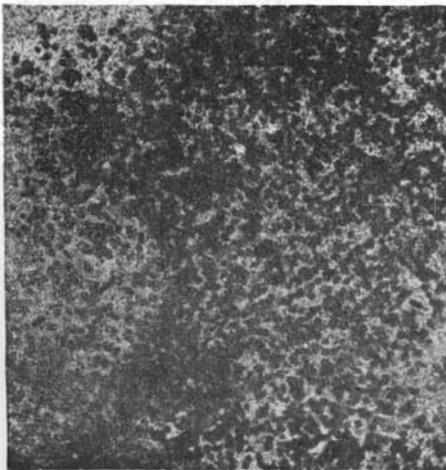
- Рис. 1. Кора выветривания гранита (верхняя зона). Глинистая порода со структурой песчаника. Зерна кварца корродированы, увел. 100, ник. X
- Рис. 2. Кора выветривания глинисто-карбонатных пород фаменского яруса (верхняя зона). Корродированные зерна кварца, увел. 40, ник. ||
- Рис. 3. Кора выветривания песчаника (верхняя зона). Разъедание зерна микроклина глинистым веществом, увел. 100, ник. X
- Рис. 4. Каолинитовая глина с примесью гидрослюд (видно замещение чешуйки гидрослюды каолинитом; вермикулитовый кристалл), увел. 120, ник. ||



1



2



3



4

Рис. 1. Бобовины гидроокислов железа в верхней зоне коры выветривания глинисто-карбонатных пород фаменского яруса (видны корродированные зерна кварца), увел. 20, ник. ||

Рис. 2. Железистая бобовина в верхней зоне коры выветривания песчаников девона. Коррозия зерен кварца, увел. 46, ник. ||

Рис. 3. Точечная вкрапленность гидроокислов железа в средней зоне коры выветривания, увел. 120, ник. ||

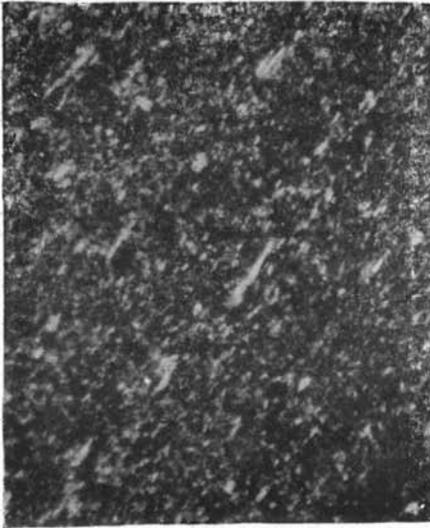
Рис. 4. Бобовины гидроокислов железа. В ядре корродированные зерна кварца. Нижняя зона коры выветривания глинисто-карбонатных пород фаменского яруса, увел. 90, ник. ||



1



2



3



4

Структуры глины коры выветривания

Верхняя зона коры выветривания

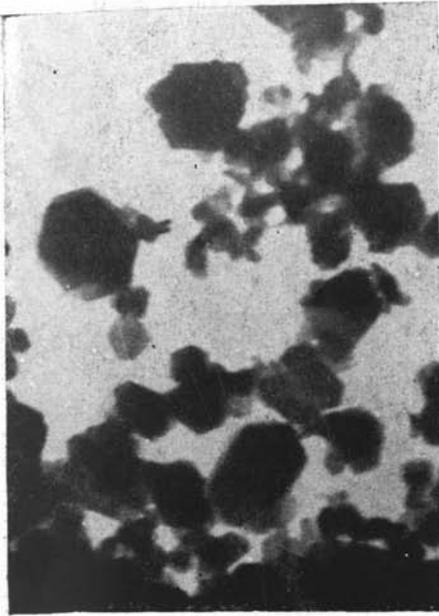
Рис. 1. Тканевая перпендикулярно-волокнистая структура каолиновой глины, увел. 46, ник. X

Рис. 2. Вермикулитовая структура каолиновой глины. Встречается также в верхах средней зоны, увел. 300, ник. X

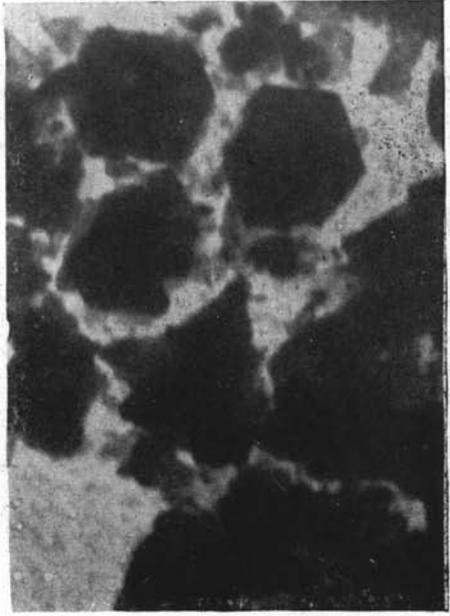
Нижняя зона коры выветривания

Рис. 3. Параллельно-чешуйчатая структура гидрослюдистой глины, увел. 150, ник. X

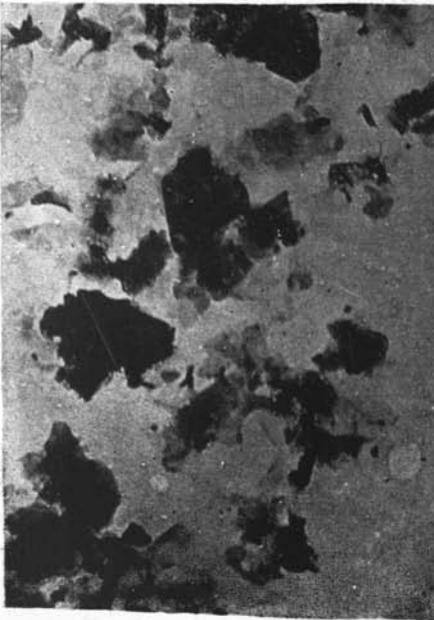
Рис. 4. Параллельно-волокнистая структура гидрослюдистой глины, увел. 150, ник. X



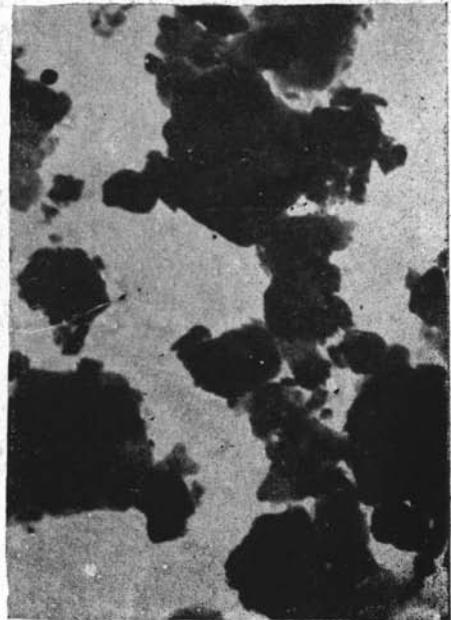
1



2



3



4

Электронные фотографии глины коры выветривания

Рис. 1. Глубина 38 м. Нижняя часть бокситоносной пачки. Видны частицы каолинита

Рис. 2. Глубина 82,5 м. Видны частицы каолинита.

Рис. 3. Глубина 99,3 м. Видны частицы гидрослюда и гидрогетита.

Рис. 4. Глубина 104,8 м. Видны частицы гидрослюда и каолинита.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

О СВЯЗИ БОКСИТОВ С КОРОЙ ВЫВЕТРИВАНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАЗАХСКОГО НАГОРЬЯ

Древняя кора выветривания западной части Казахского нагорья является источником глинозема для всех известных в этой области месторождений бокситов. Бокситы территориально связаны с корой выветривания. В Шоиндыкульской впадине они приурочены к коре линейного типа и залегают в углублениях ее поверхности и глубоких карманах (см. рис. 9, 10).

В разрезе линейной коры выветривания хорошо развита верхняя каолининовая зона (III). Бокситовые породы связаны постепенным переходом с породами этой зоны. Этот переход фиксируется не только при полевых наблюдениях, но и при микроскопическом изучении глин каолининовой зоны коры и бокситовой пачки. В каолининовой зоне глины в ряде случаев приобретают пелитоморфную структуру с участками колломорфной. Местами в них появляются железистые бобовины. Все эти структуры в еще большей степени развиты в вышележащих бокситовых породах.

Там же присутствуют корродированные зерна кварца и пустоты от их выщелачивания, характерные для верхней зоны (III) коры.

В Тенизской впадине бокситы выполняют карстовые воронки в известняках докембрия, которые переслаиваются с эффузивными породами. Кора выветривания эффузивов залегают в стенках, а местами и в дне воронок. Продукты ее разрушения служат исходным материалом для образования бокситов.

В бокситовой пачке Софиевских месторождений (Тенизская впадина) в обломках был встречен порфирит, замещенный мелкокристаллическим гиббситом. Эта находка свидетельствует о глубокой переработке пород в коре выветривания в сторону накопления в ней свободного глинозема.

Не касаясь здесь вопросов генезиса казахстанских бокситов, отметим еще раз их приуроченность к областям развития коры выветривания. В пределах этих областей бокситоносные породы связаны с наиболее интенсивно измененными породами коры выветривания линейного типа. Последняя развивается в крутых крыльях складок палеозойских и докембрийских пород на контакте карбонатных пород с песчано-сланцевыми или эффузивными.

Эти положения можно считать поисковым критерием на бокситы.

ЛИТЕРАТУРА

- Барбашинова В. Н. К стратиграфии мезозойских отложений Тургайской впадины на основании изучения спорово-пыльцевых комплексов. Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 2, 1954.
- Барбашинова В. Н. Спорово-пыльцевые комплексы мезозойских отложений северной части Тургайской впадины. Тр. Ин-та геол. наук АН Каз. ССР, вып. 1, сер. геол. № 1, 1956.
- Безруков П. Л., Яншин А. Л. Юрские отложения и месторождения бокситов на Южном Урале. Тр. Науч.-исслед. ин-та геол. и мин., вып. 7, 1934.
- Безруков П. Л. и Яншин А. Л. Юрские отложения и месторождения алюминиевых руд в Примугоджарских степях. В кн. «Бокситы», т. 1, ч. 1. М. — Л., ОНТИ, Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та мин. сырья, вып. 110, 1937.
- Бер Н. Г. Геологические исследования в верхней части бассейна Тобола. Изв. Всес. геол.-развед. объединения, 1932, вып. 90.
- Бойцова Е. П., Михайлов Б. М., Овечкин Н. К. Геология и перспективы бокситоносности юго-западной части Тургайского прогиба. В кн.: «Бокситы. их минералогия и генезис», М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Бойцова Е. П. и др. Геология юго-западной части Тургайского прогиба. Тр. Всес. науч.-исслед. геол. ин-та., 1955, 5.
- Бруевич С. В. К геохимии кремния в море. Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 4.
- Бушинский Г. И. К вопросу о генезисе бокситов. В кн.: «Материалы по литологии». М., 1946 (Мат. к познанию геол. строения СССР, нов. сер., вып. 3/7).
- Бушинский Г. И. 1 О генетических типах бокситов. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Бушинский Г. И. 2 Теория А. Д. Архангельского о генезисе бокситов в свете современных данных. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Быков Г. Е. Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Атабсарского района. Тр. Всес. геол.-развед. объединения, вып. 283, 1933.
- Вахрамеев В. А. О возрасте мезозойских бокситов Урала, Казахстана и Енисейского кряжа. Изв. АН СССР, сер. геол. № 2, 1948.
- Великовская Е. М. Бокситы Северо-Восточного Казахстана. В кн.: «Бокситы», т. 1, ч. 2. М., 1936 (Ср. Научно-исслед. ин-та мин. сырья, вып. 3).
- Великовская Е. М. Бокситы восточной части Тургайской впадины (басс. р. Ащутасты-Тургай). В кн.: «Бокситы», т. 4, М., 1939 (Тр. Науч.-исслед. ин-та мин. сырья, вып. 151).
- Вернадский В. И. История минералов земной коры, т. 2. История природных вод., ч. 1, вып. 2. Л., ОНТИ, 1934.
- Вернадский В. И. Биогеохимическая роль алюминия и кремния в почвах. Докл. АН СССР, 1939, 21, № 3.
- Виноградов А. Н., Бойченко Е. А. Разрушение каолина диатомовыми водорослями. Докл. АН СССР, 1942, 27, № 4.
- Волков А. Н. Бокситы Казахстана и их генезис. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». М., Изд. АН СССР, 1958.
- Гинзбург И. И. Древняя кора выветривания, минералы и месторождения полезных ископаемых. В кн.: «Юбилейный сборник, посвященный 30-летию Великой Октябрьской социалистической революции», ч. 2, М. — Л., Изд-во АН СССР, 1947.
- Гинзбург И. И. Стадийное выветривание слюд и хлоритов. Вопросы петрографии и минералогии. Т. 11. Изд-во АН СССР, 1953.
- Гинзбург И. И., Витовская И. В. Разъедание кварца в глинах гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. В кн.: «Кора выветривания», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956.

- Гинзбург И. И., Рукавишникова И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изв. АН СССР, 1951.
- Гинзбург И. И. и др. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала, ч. 1. Типы и морфология древней коры выветривания. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 80, сер. Уральск. компл. эксп. АН СССР (№ 1), 1946.
- Гончаров В. В. К минералогии и генезису «сухаря». Тр. Ломонос. ин-та АН СССР, мин. сер., вып. 10, 1937.
- Гончаров В. В. Огнеупорные глины Боровичско-Любытинского района. М., Металлургия, 1952.
- Горещкий Ю. К. Закономерности в размещении бокситовых месторождений и условия их образования. Бокситы, их минералогия и генезис. М., изд. АН СССР, 1958.
- Гуляева Л. А. Геохимические показатели окислительно-восстановительных обстановок осадкообразования морских терригенных отложений. Докл. АН СССР, 1954, 98, № 6.
- Заклинская Е. Д. К вопросу о палеогеновой флоре восточного борта Тургайского прогиба (верховья р. Тургай, Амангельдинский район). Докл. АН СССР, 1955, 105, № 2.
- Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Алма-Ата, изд. АН Каз. ССР, 1947.
- Коржинский Д. С. Связь богатых руд Кривого Рога с процессами коры выветривания. В кн.: «Кора выветривания», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Ларищев А. А. Об ископаемых остатках древесины из пестроцветных глин района Амангельды Тургайской впадины. Докл. АН СССР, 1956, 107, № 1.
- Лисицына Н. А. О коре выветривания осадочных пород девона и карбона в северо-западном Казахстане. Докл. АН СССР, 1955, 105, № 5.
- Лисицына Н. А. 1. Некоторые особенности накопления континентальных бокситов Казахстана. Докл. АН СССР, 1956, 111, № 2.
- Лисицына Н. А. 2. О замещении кварца гиббситом. Докл. АН СССР, 1956, 109, № 5.
- Лисицына Н. А. Коррозия кварца в мезо-кайнозойской коре выветривания Северного Казахстана. Докл. АН СССР, 1957, 114, № 4.
- Лисицына Н. А. Об условиях залегания кайнозойских континентальных бокситов западной части Казахского нагорья. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». М., изд. АН СССР, 1958.
- Никифорова К. В. Геоморфология и геологическое строение Прииртышской впадины. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 141, сер. геол. (№ 58), 1953.
- Никифорова К. В. О возрасте коры выветривания Центрального Казахстана. В кн.: «Кора выветривания», вып. 2. М., изд. АН СССР, 1956.
- Петров В. П. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 95, сер. петрогр., 1948 (№ 29).
- Полюнов Б. Б. Кора выветривания, ч. 1. Л., изд. АН СССР, 1934.
- Пономарев Д. Д. Зависимость месторождений некоторых полезных ископаемых от типа выветривания. Изв. Каз. АН СССР, сер. геол., № 8(26), 1946.
- Разумова В. Н. Кора выветривания северо-западной части Казахского нагорья. В кн.: «Кора выветривания», вып. 2. М., изд. АН СССР, 1956.
- Соколова Е. И., Листова Л. П., Вайнштейн А. З. Ферросиликатные и ферросиликатные сульфатные и хлоридные системы равновесия. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 3, 1956.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1956.
- Татарский В. Б. Методы определения породообразующих карбонатных минералов. Л.—М., Гостолтехиздат, 1952.
- Тюрин Б. А. Месторождения гиббситовых бокситов Казахстана и методика их поисков. Сб. научн. тр. Каз. горно-металлург. ин-та, вып. 14, 1956.
- Тюрин Б. А. Месторождения гиббситовых бокситов Амангельдинского бокситорудного района в Центральном Казахстане. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». М., изд. АН СССР, 1958.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Госгеолиздат, 1948.
- Шлыгин Е. Д. Кора выветривания Северо-Восточного Казахстана. Проблемы сов. геол., 1936, 6, № 10.
- Яншин А. Л. Условия залегания и генезис бокситов Южного Урала, Казахстана и Восточной Сибири. В кн.: «Труды Конференции по генезису железных и алюминиевых руд». М.—Л., изд. АН СССР, 1937.
- Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья, М., 1953. (Мат. к познанию геол. строения СССР, вып. 15(19)).
- Clark. Data of geochemistry. U. S. Geol. Surv. Bull., 1924, № 770.
- Fergusson I. A. Transformations of clay minerals in black earth and red loams of basaltic origin. Australian Journ. Agric. Research, 1954, 5.

- Harrison I. B. The katamorphism of igneous rocks under humid tropical conditions. London, 1933.
- Kersen I. F. van. Bauxite deposits in Suriname and Demerara (British Guiana). Leidse geol. Medel., 1956, Deel 21, Afl. 1.
- Krauskopf K. B. Dissolution and precipitation at silica of low temperatures. *Geochemica et cosmochemica Acta*. 1956, v. 10, № 1/2.
- Magistad O. C. The aluminium content of the soil solution and its relation to soil reaction and plant growth. *Soil. Sci.*, 1925, 20, № 3.
- Mohr E. C. G. The soils of equatorial regions with special reference to the Netherlands East Indies. Ann Arbor, Mich., 1944.
- Okamoto G. O.T.a. Goto K. Properties of silica in water. *Geochemica et cosmochemica Acta*, 1957, 12, № 1—2.
- Roy Ch. I. Silica in natural waters. *Amer. Journ. Sci.*, 1945, 243, № 7.
-
-

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
Введение	3
Г л а в а I. Краткий геологический очерк северо-западной части Казахского нагорья и закономерности распространения древней коры выветривания	6
Г л а в а II. Типовые разрезы коры выветривания	14
Кора выветривания Шоиндыкульской впадины	—
Кора выветривания Тенизской впадины	42
Кора выветривания области поднятия Сарысу-Тенизского водораздела	50
Г л а в а III. О проницаемости коры выветривания для поверхностных и грунтовых вод	60
Г л а в а IV. Условия залегания коры выветривания в связи со структурой палеозойского фундамента	63
Условия залегания коры выветривания Шоиндыкульской впадины	—
Морфология площадной и линейной коры выветривания	67
Условия залегания коры выветривания Тенизской впадины	68
Г л а в а V. Особенности состава и строения коры выветривания	71
Кора выветривания глинисто-карбонатных и песчано-сланцевых пород	—
Кора выветривания эффузивных и туфогенных пород	75
Структуры и текстуры глинистых пород коры выветривания	77
Поведение органического углерода и форм железа в коре выветривания	80
Г л а в а VI. Изменения минералов исходных пород в процессе формирования коры выветривания	82
Новообразованные минералы — результат воздействия наложенных процессов	87
Г л а в а VII. О процессах формирования профиля коры выветривания	88
Г л а в а VIII. О возрасте коры выветривания западной части Казахского нагорья	90
Заключение	95
О связи бокситов с корой выветривания западной части Казахского нагорья	—
Литература	96

Лисицына Надежда Александровна
Древняя кора выветривания западной части Казахского нагорья

Отв. редактор *Г. И. Бушинский* Редактор издательства *Л. А. Романова*
Техн. редакторы *А. Сабитов* и *Л. Ш. Береславская*
Корректор *П. Я. Вольштейн*

Сдано в набор 16/VII 1959 г. Подписано в печать 11/I 1960 г. Формат бумаги 70×108^{1/16}
Печ. л. 6,25 + 10 вклеек. Уч.-изд. л. 10,68. Тираж 1000 экз. Т-01910
Изд. № 235. Инд. 5/10-6. Цена 7 р. 50 к. Зак. 1/778

Государственное научно-техническое издательство литературы по горной промышленности
ГОСГОРТЕХИЗДАТ
Москва, Грузинский вал, д. 35

Ленинградская типография Госгортехиздата, Ленинград, ул. Салтыкова-Щедрина, 54

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
19 41	10 сверху 11 снизу	В. А. Тюрина Г. А. Добролюбовой	Б. А. Тюрина Т. А. Добролюбовой

Н. А. Лисицина.

Цена 7 р. 50 к.