

А. И. Пак

МЕЗОЗОЙСКИЕ
И КАЙНОЗОЙСКИЕ
КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ
ЗАПАДНОГО
УЗБЕКИСТАНА

„ФАН“

АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ им. Х. М. АБДУЛЛАЕВА

А. И. ПАК

МЕЗОЗОЙСКИЕ
И КАЙНОЗОЙСКИЕ
КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ
ЗАПАДНОГО
УЗБЕКИСТАНА

2400

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ФАН» УЗБЕКСКОЙ ССР
ТАШКЕНТ - 1978



УДК 551.311.231(575.1—15)

А. И. Пак. Мезозойские и кайнозойские коры выветривания Западного Узбекистана. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1978. Табл.—14, рис.—37, библи.—138 назв.

В монографии описаны различные типы кор выветривания, развитых в изверженных (гранитоиды, амфиболиты, габброиды, порфириды и др.), осадочно-метаморфических (сланцевые, филлитовидные, кремнистые, амфиболовые сланцы, известняки и др.) и осадочных (глины, алевролиты) породах. Исследуются геология, условия залегания и морфология кор выветривания, характеризуется вещественный состав и связанные с ними полезные ископаемые. Рассматриваются также вопросы генезиса кор выветривания и эпохи корообразования. Даются рекомендации для поисков месторождений каолинов, алунитов, бокситов и др.

Книга рассчитана на геологов, изучающих полезные ископаемые экзогенного происхождения.

Ответственный редактор
канд. геол.-мин. наук Т. К. ҚАРЖАУВ

Коры выветривания — своеобразные геологические образования — привлекали внимание почвоведов, геохимиков и геологов еще в конце прошлого столетия. Первые сведения о них даны в работе швейцарского геолога А. Гейма (Добровольский, 1969). В изучении процессов выветривания большое значение имели исследования русских и советских ученых В. И. Вернадского, П. А. Земятченского, К. Д. Глинки, И. И. Гинзбурга, И. М. Крашенинникова (1915), П. П. Пилипенко (1915), Б. Б. Полынова (1934), С. С. Смирнова (1936), В. П. Петрова (1948, 1967), К. И. Лукашева (1958), А. И. Перельмана (1955), В. П. Казаринова (1958), Д. Г. Сапожникова (1961), Н. М. Страхова (1962), И. П. Герасимова (1964), В. В. Добровольского (1964), А. П. Сигова (1969), Ю. П. Казанского (1969), А. В. Сидоренко (1975), Н. А. Лисицыной (1973), а также зарубежных авторов П. Фагелера (1935), В. Д. Брюкнера (1960), Т. П. Ложуани и М. Бонифа (1964), Ж. Педро (1971) и др.

В последнее время возрос интерес к корам выветривания. Это связано с тем, что многие виды полезных ископаемых (бокситы, каолины, вермикулиты, уран, алуниты, цеолиты, бентониты, золото, силикатно-никелевые руды, редкие элементы, минеральные пигменты, железные и марганцевые руды, драгоценные камни, строительные материалы и другие) связаны с корами выветривания и продуктами ближайшего переотложения их. Изучение кор выветривания наряду с прикладным характером имеет большое значение для разработки теории литогенеза, экзогенного рудообразования и выяснения роли продуктов выветривания в эндогенном пороодо- и рудообразовании.

В последнее десятилетие значительно расширилась география изучения кор выветривания. Особенно большие работы проведены на Урале (А. П. Сигов, В. С. Шуб, Л. А. Гузовский, И. И. Эдельштейн, К. К. Никитин, П. Ф. Ли, Ю. Ю. Бугельский, И. В. Витовская и др.), на Украине (В. Ю. Кандрачук, Г. Г. Виноградов, Ю. Б. Басс, А. Д. Додатко, М. Д. Эльянов, А. А. Гойчевский, С. Д. Газенко, Н. И. Бучинская, Э. Б. Мельничук, Е. Г. Куковский, В. И. Сивоконь, Р. И. Онищенко, Д. П. Хорошева, Н. Г. Романенко и др.), в Сибири и на Дальнем Востоке (В. П. Казаринов, Ю. П. Казанский, А. Д. Слукин, С. В. Левченко, Е. Т. Бобров, М. С. Каштанов, Ж. В. Домбровская, Е. А. Кудинова и др.), в Казахстане (Л. И. Киселев, Б. А. Тюрин, А. М. Нсанов, А. Р. Ниязов,

О. А. Федоренко, В. М. Абишев, Р. К. Габитов и др.), Белоруссии (Н. И. Левых, А. С. Махнач, К. И. Лукашев, В. П. Курочка, П. А. Ковалев и др.) и других районах СССР.

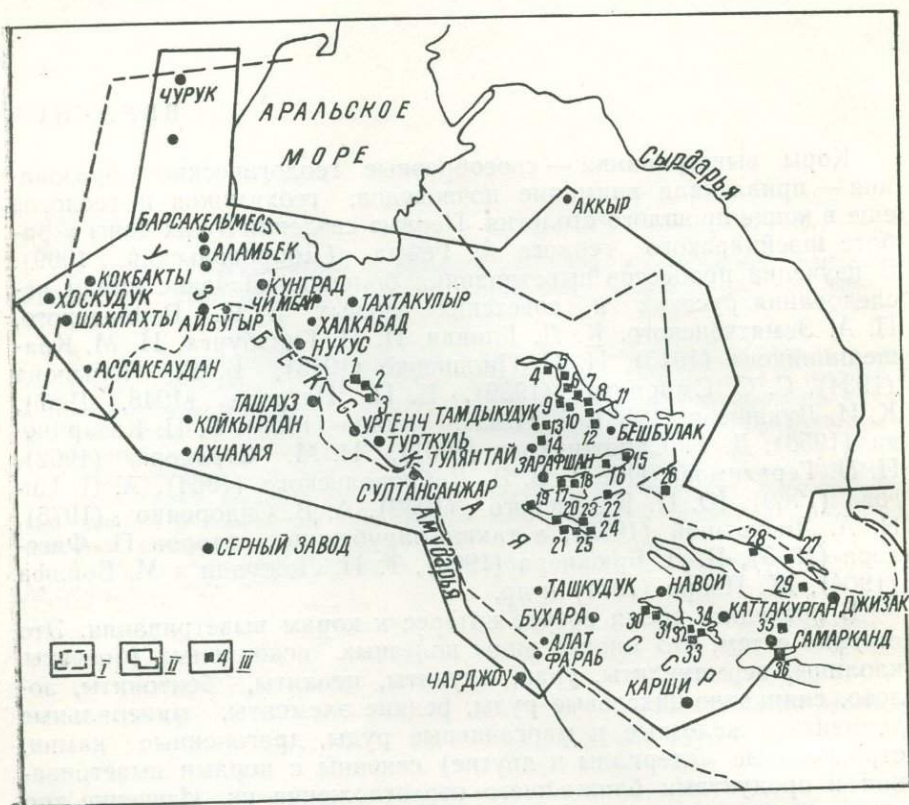


Рис. 1. Обзорная карта Западного Узбекистана.

I — административные границы, II — площади изучения коры выветривания по данным кернового материала скважин и естественных обнажений, III — участки детального изучения кор выветривания: 1 — Бешмазар, 2 — Кызылсай, 3 — Абимбетдингай, 4 — Кулькудук, 5 — Айтымский, 6 — Джаман-Каскыртауский, 7 — Аксайский, 8 — Чулькаратауский, 9 — Алтынтауский, 10 — Учкудукский, 11 — Кокпатасский, 12 — Бешбулакский, 13 — Тамдыкудукский, 14 — Тулянтайский, 15 — Мурунтауский, 16 — Каратауский, 17 — Коспактауский, 18 — Косчекинский, 19 — Бельтауский, 20 — Дякжумдинский, 21 — Ташкудукский, 22 — Азнек-Каракатинский, 23 — Казакауский, 24 — Торткудук-1, 25 — Торткудук-2, 26 — Казахтауский, 27 — Тузканский, 28 — Северо-Нуратинский, 29 — Койташский, 30 — Ермакинский, 31 — Сукайты, 32 — Карнабский, 33 — Кетменчинский, 34 — Кырбулакский, 35 — Агалыкский, 36 — Чапанатский.

Коры выветривания Узбекистана широко распространены, но изучены недостаточно глубоко. Сведения по корам выветривания Приташкентского района приведены в работах Н. П. Петрова, В. А. Захаревича, И. В. Рубанова, А. Абдуллаходжаева, Р. А. Мусина, И. С. Голованова и др., Южного Узбекистана — М. Ф. Викуловой, П. В. Цыбышева, Я. К. Писарчик, Л. П. Коннова, С. Г. Гиппа, В. И. Троицкого, Е. С. Балагуровой, О. В. Шведученко, Б. А. Богатырева и др., Западного Узбекистана — С. Г. Чик-

рызова, А. И. Перельмана, В. К. Кузнецова, В. И. Данчева, В. С. Князева, И. С. Рахимовой, И. Х. Хамрабаева, Ш. К. Расулева, Р. Ю. Музафаровой, Д. И. Хусанбаева, Х. Нуруллаева, А. Г. Черняховского, М. А. Ахмеджанова, А. В. Курбатова, В. И. Троицкого, А. А. Колдаева, А. И. Пака и др.

В этих работах освещены различные вопросы теоретического и прикладного значения. Несмотря на большое количество трудов нет единой классификации кор выветривания, не выделены литогенетические типы, недостаточно выявлены роль ландшафтно-фациальных условий формирования их и причины, обуславливающие образование разных морфогенетических типов по породам однородного петрохимического состава. Более углубленного исследования требуют вопросы, связанные с основными закономерностями формирования и размещения полезных ископаемых, генетически связанных с корами выветривания, основными принципами прогнозирования и др.

В задачу наших исследований входило выявление характера распространения кор выветривания на обнаженной и погребенной частях территории Западного Узбекистана и установление их возраста, изучение условий залегания, строения и состава различных геологических и петрографических типов, выявление эпох формирования кор выветривания разных типов литогенеза и различных генетических типов полезных ископаемых, связанных с корами выветривания.

Кроме того, автор провел реконструкцию палеоклиматических условий для установления основных этапов развития кор выветривания разных типов литогенеза, а также анализ развития рельефа и особенностей палеотектонических процессов для выделения различных ландшафтно-фациальных зон корообразования. На рис. 1 показаны площади и участки, на которых проведены изучения кор выветривания.

В данной монографии изложены результаты исследований автора по корам выветривания Западного Узбекистана, а также описаны некоторые прозрачные шлифы, выполненные А. А. Колдаевым, Х. Нуруллаевым. Значительная часть аналитических работ проведена в лабораториях Института геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева АН УзССР: силикатные анализы (186) — аналитиками А. Г. Щербаковой, З. Саботаевой, Е. Ф. Қасьяновой, Г. Хан, М. Махкамовой, химические анализы (135) отдельных элементов — З. Симоновой, Г. В. Базарбаевой, П. Панкратьевой, Н. Я. Куракиной, О. И. Прихидько, Г. Хан, рентгенометрические исследования (57) — Л. Скачковой, Н. Тронёнок; электронно-микроскопические (345) — Т. И. Ясколко; термические (150) — А. К. Касымовым, Э. Е. Рабаевой; техническая обработка графических приложений, определение объемного веса (150) и пористости (45) горных пород — М. Б. Пак, М. Х. Ярмухамедовой. Дифрактометрические исследования (35) проведены в лабораториях Министерства геологии УзССР.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПАЛЕОКЛИМАТ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

В геолого-структурном отношении данная территория — активизированная область Туранской плиты. В ее строении участвуют образования складчатого фундамента, промежуточного комплекса и осадочного чехла.

Складчатый фундамент сложен осадочно-метаморфическими сланцами, кварцитами, песчаниками, алевролитами, известняками, разнообразными телами вулканогенных пород и породами эпидот-амфиболитовой формации палеозоя и докембрия (Ахмеджанов и др., 1967), а также интрузивными породами главным образом кислого (гранитоидов) и отчасти основного и ультраосновного состава преимущественно верхнепалеозойского магматического этапа (Хамрабаев, 1958; Аскарлов, Хамрабаев, 1966). Складчатый фундамент — погребенное сводообразное морфоструктурное поднятие (Пак, 1976), вытянутое в северо-западном направлении. Наиболее приподнятая часть фундамента — район Центральных Кызылкумов и прилегающих к нему территорий. Здесь выходы палеозоя отмечаются в пределах хребтов Султануздаг, Букантау, Тамдытау, Ауминзатау, Нуратау, Зирабулак-Зиаэтинских гор. Абсолютные отметки кровли фундамента превышают 200—1000 м. По мере удаления от горных массивов она постепенно погружается под отложения мезозоя — кайнозоя и промежуточного комплекса.

Промежуточный комплекс распространен на плато Устюрт и в Бухаро-Хивинской области в пределах глубин свыше 500—2700 м. Представлен наземно-вулканогенными и красноцветными грубо-обломочно-молассовидными формациями поздней перми и перекрывающими их красноцветными глинисто-алевролитовыми осадками триаса.

Выше на породах фундамента и промежуточного комплекса залегают разновозрастные горизонты осадочных образований юры, мела, палеогена, неогена, антропогена мощностью 5—20 м в предгорьях и до 3000 м и больше в депрессиях (Бабаев, 1966; Акрамходжаев и др., 1967; Миркамалова и др., 1973; и др.). Для

разреза мезозоя—кайнозоя характерны многочисленные перерывы в осадконакоплении, с которыми связаны образования коры выветривания различных типов литогенеза.

Коры выветривания формировались при неоднократной смене климата и непрерывно-прерывистом сокращении обширной денудационной суши в начале мезозоя. Сокращение площади суши обусловлено расширением зон аккумуляции, распространившейся в конце палеогена на всю территорию. В виде отдельных островов суша сохранилась в Нуратау и, возможно, в Тамдытау (Пак, 1976). С середины олигоценового века отмечался новый этап расширения площадей денудационных морфоструктур суши, достигших максимума в антропогене.

Изменение ландшафтно-фациальных условий литогенеза тесно связано с пульсацией платформенных тектонических режимов. В результате в эпохи континентальных перерывов формировались коры выветривания перемененно влажной, умеренно аридной и экстрааридной зон литогенеза, фациальных и петрографических типов.

ПАЛЕОКЛИМАТ В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

Вопрос о реконструкции древнего климата сложен. Многие аспекты этой проблемы, в том числе методика палеоклиматологии, находятся на стадии разработки. Палеоклимат Земли в общих чертах рассмотрен в работах К. Брукса (1952), Ю. М. Шейнмана (1954), М. Шварцбаха (1955), Г. Ф. Лунгерсгаузена (1956), В. А. Вахрамеева (1957), В. В. Руби (1957), Л. Б. Рухина (1962), Б. М. Синицына (1967); А. А. Борисова (1975) и др.

Палеоклимат Средней Азии освещен в статьях Т. А. Сикстель (1962), Б. А. Федоровича (1946), А. Г. Бабаева, А. М. Акрамходжаева (1960), В. И. Попова и др. (1963), В. В. Косминского (1970), В. И. Троицкого (1972) и др. Во всех работах (за исключением статьи В. В. Косминского) приведена общая качественная оценка климата (гумидный или аридный). Однако и в этом случае климат отдельных геологических эпох интерпретируется по-разному.

Мы впервые описываем климат мезозоя и кайнозоя территории Запада Средней Азии по природно-климатическим зонам и поясам и наряду с общей качественной характеристикой приводим количественную оценку.

Исследованиями Н. М. Страхова, В. И. Попова, В. М. Синицына, А. А. Борисова установлено, что география климата мезозойской и кайнозойской эры на поверхности Земли близка к современной. За этот период мало изменился состав гидросферы и атмосферы (А. Б. Ронов, В. В. Руби и др.). Процессы выветривания и осадконакопления протекали так же как в настоящее время. В связи с этим применение актуалистического метода познания климата прошлого с помощью современных индикаторов климата вполне правомерно.

В настоящее время палеоклиматические реконструкции основываются на литологических и палеонтологических данных. Однако, как указывает Н. М. Страхов, при палеоклиматических исследованиях предпочтение должно быть отдано литологическим показателям, а палеонтологические служат лишь дополнением, детализирующим некоторые черты климатического режима. Эти указания Н. М. Страхова автором при реконструкции климата приняты за основу.

Климат триаса

По мнению Т. А. Сикстель (1962), В. М. Сеницына (1966) и др., Средняя Азия располагалась в поясе экстрааридного климата в раннем и среднем триасе и влажного — в позднем. Однако детальное изучение материалов свидетельствует о том, что в раннем триасе здесь выделялись перемененно влажная и умеренно аридная климатические зоны.

Умеренно аридная зона располагалась к юго-западу от р. Сырдарьи. Зональные типы континентальных осадков представлены формацией умеренно-карбонатных красноцветов, переслаивающихся с бескарбонатными. Глинистые компоненты осадков сложены гидрослюдами и каолинитом. В песчано-глинистых отложениях присутствуют углефицированные растительные остатки, отпечатки и остатки хвойных, кардаитов, древовидных плаунов, меньше папоротников, птеридоспермов, гинкговых, пресноводных ostracod и моллюсков. Морские отложения представлены карбонатно-терригенной формацией, мало содержащей чистые известняки. Коралловых рифов, фораминиферовых и пелециподовых известняков, характерных для аридных тропических областей, нет. Развитие пресноводных организмов, амфибий, опок и опоквидных пород, бурых железных руд озерного происхождения (В. А. Бабадаглы, А. Джамагулов, 1968), отсутствие рифообразующих кораллов, живущих только в тропических морях со среднегодовой температурой воды 25°C и выше, свидетельствуют о существовании внетропических ландшафтов с умеренно аридным, почти тропическим климатом. Красноцветы образуются в сухих и влажных субтропических и тропических ландшафтах при среднегодовой температуре воздуха в приземном пространстве не ниже 16°C и сумме годовых атмосферных осадков не менее 500—600 мм, а бескарбонатные красноцветы — лишь во влажных тропиках и субтропиках с годовым количеством осадков 1000 мм и больше (В. М. Сеницын, 1965). На основании сопоставления с современными аналогами климатов сумма годовых количеств осадков в умеренно аридной зоне раннего триаса, очевидно, не превышала 800—1000 мм при температуре $23\text{—}24^{\circ}\text{C}$.

Зона перемененно влажного климата располагалась в Южном Казахстане, Киргизии, Центральной зоне Памира и Заунгузских Каракумов. Зональные типы осадков представлены формациями

бескарбонатных континентальных красноцветов с карстовыми бокситами в Памирской зоне (Карапетов, 1968). Среднегодовая сумма осадков, по В. М. Синицыну (1966), не превышала 800 мм. Однако наши исследования показали, что в субтропическом климатическом поясе в геологическом прошлом формировались только карстовые бокситы при среднегодовом количестве осадков 1300—800 мм и температуре 22—23°C.

В среднем триасе произошла общая аридизация климата, повсеместно господствовали ландшафты тропической пустыни, лишённые поверхностного стока. Это доказывается ограниченным развитием морских осадков в Южном Мангышлаке и Памире. Здесь они представлены вулканогенными и экстракарбонатными морскими формациями. Отсутствие сульфатов и галогенных формаций указывает на господство умеренно аридного, почти тропического климата, временами сменявшегося экстрааридным.

В карнийском и норийском веках повсеместно сохраняется умеренно аридный климат, о чем свидетельствует развитие формации континентальных карбонатных красноцветов с остатками шизоневра, даниопсиса, диплазитов (Южная Фергана) и терригенно-карбонатных морских осадков с доломитами (Мангышлак). В составе континентальных осадков сульфатные отложения отсутствуют, обломочный материал без следов выщелачивания. Это свидетельствует о господстве умеренно аридного климата со среднегодовым количеством атмосферных осадков 500—800 мм и температуре 24—25°C.

В конце триаса в рэтском веке произошла гумидизация климата. Ареал умеренно аридного климата сместился на запад и юг в районы Мангышлака и Западной Туркмении. К востоку от Туркмении до хребта Каратау в Южном Казахстане и Восточной Ферганы располагалась южная периферическая часть перемененно влажной зоны, в Казахстане и Киргизии — более гумидная перемененно влажная субтропическая климатическая область. Климатические зоны представлены соответствующими зональными типами литогенетических формаций. В составе морских формаций умеренно аридной зоны отмечено ограниченное развитие доломитов и рифогенных известняков. Среднегодовое количество осадков составляло 600—1000 мм при температуре 24—25°C.

Зональные типы осадков перемененно влажной зоны представлены каолиновыми корами выветривания и осадочными бокситами, а также обилием спор и пыльцы папоротников, хвощовых, плауновых, хвойных и линз бурых углей в толще бескарбонатных континентальных терригенных отложений. Атмосферные осадки составляли 1000—1500 мм/год при температуре 24—25°C.

Таким образом, в триасе наблюдалась смена климата от умеренно аридного в раннем и среднем триасе, карнийском и норийском веках до перемененно влажного субтропического — в рэтском веке.

Климат юры отличался от триаса некоторым понижением температур (А. А. Борисов, 1973), бурным развитием растительности (А. Н. Криштафович, 1957) и животного мира.

По мнению ряда авторов, в Средней Азии повсеместно господствовал постоянно влажный тропический и субтропический климат в ранней юре и экстрааридный — в поздней юре.

Однако ареал распространения климатических формаций свидетельствует о существовании иной климатической зональности.

В ранней юре, как и в рэтском веке, выделялись три климатические области.

К западу от р. Сырдарьи располагалась переменнo влажная субтропическая область. На положительных морфоструктурах суши формировались коры выветривания переменнo влажного литогенеза и бокситы. В приморских равнинах накапливались континентальные бескарбонатные красноцветы и сероцветы с горизонтами углей. Бокситы невысокого качества, нередко фациально замещаются аллитами и каолиновыми глинами. В составе терригенных осадков обломки невыветрелых гранитов, эффузивных пород. Количество атмосферных осадков не превышало 1000—1500 мм/год при температуре 18—20°C.

Умеренно аридная климатическая зона сместилась на юг в пределы Южной Туркмении и Афганистана.

В средней юре климатическая зональность в общих чертах сохраняется в пределах границ тоарского века. Только северная граница умеренно аридной климатической зоны незначительно продвинулась на север до Газли-Мубарекского района. Здесь на приморских равнинах формировались карбонатные красноцветы с локальными проявлениями гипсов, в мелководно-морской зоне шельфа — карбонатно-терригенные отложения с доломитами. Карбонатные породы развивались непосредственно от береговой линии, что, бесспорно, доказывает аридность климата.

В келловей-оксфордском веке граница умеренно аридной зоны продвинулась еще дальше на север до Восточных Кызылкумов и Восточного Приаралья. На приморских и низменных равнинах формировались карбонатные красноцветы. Морские фации представлены терригенно-карбонатными формациями с доломитами и единичными линзами гипсов. Гипсы образуются при среднегодовом количестве осадков менее 350—400 мм/год. Но вместе с тем карбонатные красноцветы формируются при среднегодовом количестве осадков 500—700 мм и выше. Это указывает на то, что количество осадков в данной климатической зоне достигало 800 мм/год, временами (конец оксфордского века) составляло не более 400—600 мм/год.

Переменно влажная субтропическая климатическая зона терриориально пролегла по Южному Казахстану и Киргизии. Представлена пестроцветными некарбонатными осадками с про-

слоями бурых углей и слабокарбонатными красноцветами с включениями окаменевших древесин. Глинистые осадки сложены каолинитом, сидеритом, остатками спор и пыльцы папоротников и хвойных. Среднегодовая температура в приземном слое составляла 22—23°C, осадки 1200—1500 мм/год.

В кимеридж-волжском веке имело место дальнейшее расширение ареала аридного климата на север. В результате зона перенно влажного климата сместилась еще более на север и проникла на территорию Центрального Казахстана. В Средней Азии пролегали умеренно аридная, почти тропическая и экстрааридная тропическая климатические зоны. Границы между ними прослеживались от районов Северного Прикарабогазья через Заунгузские Каракумы на юго-восток в Ферганскую депрессию.

Характерная особенность юрского периода — смена климата от перенно влажного субтропического в начале периода до экстрааридного тропического в конце.

Климат мела

В меловом периоде по сравнению с юрским несколько увеличилась облачность, уменьшились радиация и тепловой баланс Земли. В результате понизилась температура воды и воздуха (А. А. Борисов, 1965).

О климате неокома существуют различные суждения. По мнению А. Г. Бабаева, А. М. Акрамходжаева (1960), здесь господствовал влажный тропический климат, образовались латеритные коры выветривания. Н. П. Петров, П. А. Чистяков (1964) высказывают мысль о существовании аридного климата. Анализ материалов показывает, что в неокоме, как и в юрском и триасовом периоде, в Средней Азии существовала климатическая зональность.

В валанжинском веке экстрааридная климатическая зона сместилась на юг до Юго-Восточной Туркмении. К северу на месте экстрааридного климата поздней юры устанавливается умеренно аридная, почти тропическая, а еще далее на север — перенно влажная климатическая область, располагающаяся к северу от Туркмении и Западного Узбекистана. Представлены бескарбонатными пестроцветными континентальными формациями. Фациально замещаются терригенными неизвестковистыми морскими отложениями. Среднегодовое количество осадков 1200—1500 мм при температуре 21—22°C.

Готеривский и барремский века по плану климатической зональности, термическому режиму и атмосферной влажности не отличались от валанжинского. Только граница умеренно аридной зоны несколько продвинулась на север до Южного Приаралья, до широты ст. Чиили в Южном Казахстане.

В аптском веке климатические зоны распространялись на юг за счет общего увеличения влажности. В результате экстрааридная климатическая область, существовавшая на юге Средней

Азии, смещается в Афганистан, южная граница переменного влажного климата — на юг до хр. Султануиздаг.

В альбском веке продолжается расширение ареала переменного влажного субтропического климата на юг до линии Карабогазгол-Карнабчульские степи — Южная Фергана. Представлена альбскими карстовыми бокситами и терра-россами в Центральном Кызылкуме, каолиновыми корами выветривания и угленосными континентальными бескарбонатными пестроцветными отложениями.

В сеномане вновь происходит смещение границ климатических зон на север. В результате на юге Средней Азии возникают ландшафты с экстрааридным климатом. Большая часть Западного Узбекистана оказалась в зоне умеренно аридного климата; переменный влажный климат сохраняется только к северу от хр. Султануиздаг, Центральных и Северных Кызылкумов.

В туронском веке климатическая зональность полностью сохраняет черты сеноманского века.

В кампан-маастрихтском веке умеренно аридная климатическая область еще больше расширила границы на север и проникла в районы Мугоджар и Тургая. Экстрааридная климатическая область сохранилась в пределах границ предшествующего этапа и охватила Ферганскую депрессию, Таджикистан, Восточную и Юго-Восточную Туркмению.

Датский век отличался еще большей аридизацией климата. Экстрааридный климат распространился на всю территорию Средней Азии. В лагунах, оставшихся после регрессии кампан-маастрихтского моря, отлагались терригенно-сульфатно-карбонатные осадки: гипсы, ангидриты, доломиты (А. Г. Бабаев, 1959, П. П. Калугин и др., 1964).

Таким образом, начиная от кимериджа до альба отмечались гумидизация климата и расширение ареала переменного влажного климата на юг. С конца альбского до датского века включительно наблюдались аридизация климата и постепенное смещение ареала переменного влажной климатической обстановки на север в Мугоджары, Южный Урал, Тургай и установление на территории Центральной части Туранской равнины экстрааридного климата.

Климат третичного и антропогенного периодов

В конце палеоцена климат датского века гумидизируется. В результате в среднем эоцене на территории Средней Азии повсеместно устанавливается умеренно аридный климат. Прибрежно-морские отложения представлены известняками, песчаниками и доломитистыми известняками. Карбонатные породы преимущественно развиты в прибрежной полосе моря. По мере удаления от него они фациально замещаются глинисто-песчанистыми осадками нередко с горизонтами кварцевых песков. Годовое количество осадков составляет 600—1000 мм (Косминский, 1970) при темпе-

ратуре не более 20—21°C. В. В. Косминский выделяет на юге Средней Азии экстрааридную климатическую зону. Однако она здесь не существовала:

В позднем эоцене, олигоцене и раннем миоцене сохранились климатические условия предшествующего этапа. Но вместе с тем уменьшение карбонатного материала и отсутствие сульфатов, развитие каолиновых кор выветривания под отложениями миоцена на плато Устюрт (Богородский и др., 1963) указывают на общую гумидизацию климата в конце палеогена. В составе зональных типов континентальных осадков олигоцена развиты слабокарбонатные и некарбонатные красноцветы. Глинистые отложения представлены монтмориллонитом и каолинитом. Сульфатные осадки отсутствуют. Годовое количество осадков составляло 600—900 мм при температуре 19—20°C. Однако развитие каолиновых кор выветривания на породах палеогена свидетельствует о том, что по району плато Устюрт и Приаралья в конце палеогена пролегал южная граница периферической части переменного влажного климатического пояса.

В миоцене в Средней Азии устанавливается экстрааридный климат. Зональные типы континентальных осадков среднего миоцена представлены коричневатыми, палевыми известковистыми песчано-глинистыми отложениями с прослоями гипсов и солей, остатками сухолюбивых растений (Садовская, 1958). Годовое количество осадков не превышает 300—600 мм при температуре 20—22°C.

В позднем миоцене, плиоцене произошло увлажнение и увеличение континентальности климата. В результате в плиоцене на большей части территории Средней Азии господствовал умеренно аридный климат, подобный современным саваннам сухих степей (Федорович, 1946). Экстрааридная климатическая обстановка существовала только на юге и юго-востоке Средней Азии.

В антропогене неоднократно менялся план климатической зональности. В связи с образованием гор появилась вертикальная климатическая зональность. Но на равнинах Западного Узбекистана преобладал аридный климат. В настоящее время среднегодовое количество осадков колеблется от 80 до 250 мм при температуре от —30° до +50°C.

Таким образом, кайнозойский этап характеризовался господством экстрааридного климата в палеоцене, умеренно аридного в эоцене, переменного влажного в олигоцене и обратной сменой от переменного влажного в олигоцене до аридного в антропогене.

На основании рассмотренных данных устанавливаются непрерывное изменение плана горизонтальной климатической зональности и периодическая смена аридного и влажного климата через 77—80 млн. лет. В мезозое — кайнозое — в Западном Узбекистане ареалы переменного влажного субтропического климата существовали в раннетриасовом, рэт-среднеюрском, апт-альбском и ча-

стично в олигоцене, экстрааридный — в среднем триасе, кимеридж-волжском веке, дат-палеоцене, среднем миоцене и антропогене. В промежутке между экстрааридными и переменнo влажным климатическими этапами существовал умеренно аридный, почти тропический климат.

В пределах разных климатических зон эпохи мезозоя — кайнозоя формировались коры выветривания различных литогенетических типов переменнo влажной, умеренно аридной, экстрааридной, экстрагумидной зон литогенеза.

К ВОПРОСУ О ПОНЯТИИ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ, КЛАССИФИКАЦИИ

ПОНЯТИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Б. Б. Полюнов (1934) первый дал наиболее широкое толкование коры выветривания. К ней он относил верхнюю часть литосферы, которая слагается рыхлыми продуктами раздробления изверженных и метаморфических пород, т. е. остаточными образованиями и продуктами аккумуляции (осадки и наносы). Эти выводы получили развитие в трудах К. И. Лукашева (1958), В. П. Казаринова (1958), И. И. Гинзбурга (1963), А. П. Сигова (1969), К. К. Никитина (1970) и др.

В новом издании Большой советской энциклопедии (т. XIII, 1975) кора выветривания получила такое определение: «кора выветривания — это прежде всего геологическая формация, состоящая из продуктов разложения (окисления, гидратации, гидролиза) и выщелачивания горных пород различного состава, оставшихся на месте своего первичного залегания или перемещенных на небольшое расстояние, но не потерявших связи с материнской породой».

Е. В. Шанцер (1966) указывает, что Б. Б. Полюнов и его последователи, распространяя понятие коры выветривания на элювиальные образования и осадочные породы (или на продукты ближайшего переотложения), смазывают кардинальные различия между элювием и осадками, что совершенно недопустимо.

Под корой выветривания Е. В. Шанцер (1966) понимает только продукты гипергенного изменения вещества материнских пород, оставшиеся на месте их первоначального залегания. Иначе говоря, это только элювий, «остаточные» продукты выветривания топографически несмещенные.

Существующие определения относятся к продуктам выветривания, образовавшимся в континентальных условиях, и не затрагивают продуктов выветривания подводных режимов. Между тем океанологическими исследованиями установлены многочисленные примеры развития процессов подводного выветривания изверженных и осадочных пород в шельфовой и глубоководных частях дна мирового океана. Эти данные указывают на то, что ко-

ры выветривания формируются не только на поверхности суши, но и в условиях подводных режимов зоны гипергенеза. При этом они образуются только под действием агентов гипергенеза, из которых главная роль принадлежит воде с растворенными в ней газами и химическими соединениями.

К сказанному нужно добавить, что профиль коры складывается не остаточными продуктами разложения горных пород, а минеральными новообразованиями, возникшими за счет процессов разложения и выщелачивания горных пород, окислительных и восстановительных реакций. Анализ геологических материалов показывает, что в зоне восстановительных реакций (зона цементации) местами образуются минеральные новообразования до практически интересных концентраций. В отличие от некоторых исследователей (А. И. Перельман) зону цементации мы рассматриваем как неотъемлемую и наиболее важную составную часть профиля коры выветривания.

Исходя из выше изложенного, под корой выветривания мы понимаем совокупность гипергенных минеральных новообразований, возникших в зоне выветривания за счет разложения, выщелачивания исходных горных пород, окислительно-восстановительных реакций и оставшихся на месте после образования как в наземных, так и подводных условиях. Переотложенные продукты выветривания независимо от расстояния мы относим к классу осадочных пород и поэтому во всех случаях их следует исключить из объема коры выветривания.

КЛАССИФИКАЦИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Коры выветривания формируются в субаэральных, субаквальных условиях верхней части литосферы и зависят от ландшафтно-фациальных (гидротермические, геоморфологические) факторов, петрохимического состава исходных пород. Специфика и многообразие различных геологических и природных факторов определяют возникновение разных типов коры выветривания. Классификация их позволит выделить генетические типы, охарактеризовать особенности строения, состава и условия образования, а также геохимическую и металлогеническую специализацию.

Первый опыт классификации коры выветривания принадлежит И. И. Гинзбургу. Он разделил глинистые образования на автохтонные и аллохтонные группы.

Б. Б. Полюнов (1934) выделил остаточные и аккумулятивные формы коры выветривания. Представления Б. Б. Полюнова получили развитие в трудах В. П. Казаринова (1958), Ю. П. Казанского (1969), В. И. Попова и др. (1963), И. И. Гинзбурга (1963), К. И. Лукашева (1958), А. П. Сягова (1969) и др.

К. И. Лукашев (1958) установил шесть основных зональных геохимических типов коры выветривания: литогенный (обломоч-

ный), сиаллито-глинистый, сиаллито-карбонатный, сиаллито-хлоридно-сульфатный, сиаллито-ферриалитный и аллитный.

Н. М. Страхов (1962) объединил климатические обстановки Земли в три крупные группы, для каждой выделил тип литогенеза: ледовый, гумидный, аридный и соответствующие им типы кор выветривания.

А. И. Перельман (1962) различает два ряда элювия: окислительный и восстановительный. К первому он относит хлоридно-сульфатный, карбонатный закисных умеренных широт, кислый глинистый латеритный влажных субтропиков, ко второму — кислый глеевый и кислый карбонатный.

И. И. Гинзбург (1963) установил пять типов коры выветривания: 1) остаточную элювиальную, образовавшуюся в результате разложения кристаллических, осадочных и осадочно-метаморфических пород, легко растворимых минералов, окисления руд и минералов; 2) наложенную, вторично преобразованную за счет позднейшей переработки первичной остаточной коры или инфильтрации в первичную элювиальную кору; 3) инфильтрационную, образованную в результате инфильтрации извне; 4) размытую, представляющую реликты остаточных кор; 5) переотложенную, сложенную элювием, делювием, пролювием склонов и подножий.

В. Н. Разумова, Н. П. Херасков (1963) предложили коры выветривания разделить на две основные группы: коры, возникшие в платформенных условиях, и коры, развившиеся в геосинклинальных складчатых областях. В составе каждой группы, в свою очередь, выделено по три типа кор: складчатого основания, надформационные и внутрiformационные.

В. П. Петров (1967) в отличие от других исследователей выделяет только элювиальную кору выветривания, которая рассматривается в качестве древних почв.

В. В. Добровольский (1969) выделяет три группы коры выветривания: нивального, гумидного и аридного типа гипергенеза. В объеме каждой из этих групп различают по два семейства: автоморфных и гидроморфных, а в каждом семействе — остаточные и переотложенные формы коры выветривания.

К. К. Никитин (1970) разделил коры выветривания на остаточные и инфильтрационные с соответствующими подгруппами: остаточные коры выветривания разложения, выщелачивания, окисления, собственно инфильтрационные, аккумулятивно-инфильтрационные и наложенно-инфильтрационные.

Б. М. Михайлов, В. А. Бронева (1975) вслед за Н. М. Страховым отмечают три типа литогенеза и связанные с ними фациальные типы кор выветривания.

Кроме указанных, имеются классификации Г. В. Писемского (1968), В. М. Фридланд (1964), И. П. Герасимова (1964) и др.

Мы предлагаем новую классификацию, основывающуюся на современных представлениях о строении земной коры, истории геологического развития, эволюции. Исходя из этого, коры

выветривания мы подразделили на две группы: континентальной и океанической частей земной коры (табл. 1).

По данным В. В. Белоусова (1966, 1968), А. В. Пейве (1969), Р. М. Деменичкой (1975) и др., континентальная часть земной коры отличается от океанической по составу, строению и истории развития. В ее состав входят древние и молодые платформы, геосинклинальные складчатые области. Древние платформы являются наиболее устойчивыми участками материковой коры — длительное геологическое время они подвергались процессам выветривания. Молодые платформы отличаются большей гетерогенностью состава пород. Коры выветривания в молодых платформах неоднократно возникали в геосинклинальный и платформенный этапы развития. При этом корообразованием подвергались породы складчатого фундамента и осадочного чехла, являющиеся продуктами разновозрастных кор выветривания. На развитие процессов коры выветривания на платформах влияли антеклизы и синеклизы. Для платформ характерны обширные денудационные и аккумулятивные морфоструктуры суши (горные плато, орогенческие пояса, равнины).

Земная кора океанического типа охватывает акваторию мирового океана, шельфовую зону, континентальный склон, многочисленные вулканы. Шельфы сложены складчатыми структурами прилегающих материков и периодически выступают из-под уровня мирового океана. Кристаллический фундамент здесь часто находится на небольших глубинах. Под покровом современных и новейших морских осадков распространена гранитная оболочка, исчезающая по мере продвижения к материковому склону. Океаническая кора в пределах материкового склона и ложи мирового океана представлена в основном тремя слоями — осадочным, вулканическим и базальтовым (Деменичкая, 1975).

Осадочный слой маломощный (до 1 км), состоит из неконсолидированных мезозойско-кайнозойских образований. Ниже залегают вулканогенные образования (мощность 1—2 км), сложенные уплотненными и слабометаморфизованными осадками и покровами базальтов, чаще неравномерно выветрелых и нередко переслаивающихся с осадочными накоплениями. Базальтовый слой (мощность до 5 км) в срединно-океанических хребтах чаще всего отсутствует.

Осадочный слой характеризуется пониженными мощностями. Глубоководным бурением установлены многократные перерывы верхнемелового и раннетретичного возраста в верхнем осадочном слое. Большинство подводных горных хребтов и плато, очевидно, вулканического происхождения. По-видимому, многие из них до недавнего времени в виде островов выступали из-под уровня мирового океана, сформировавшиеся на них коры выветривания перекрыты морскими осадками. В строении материковой коры различают три слоя: верхний — осадочный (от 0 до 20 км), средний — «гранитный» (от 10 до 40 км) и нижний — «базальтовый» (от 10 до 70 км).

Приведенные выше основные особенности различных геологических и ландшафтных обстановок обусловили специфику формирования перерывных образований в континентальной и океанической частях земной коры.

В континентальной части коры выветривания развивались непрерывно в течение геологической истории Земли. Они отмечаются в различных геологических образованиях докембрия и фанерозоя. Однако большинство древнейших элювиальных преобразований подверглось частичной или полной денудации и явилось источником формирования осадочных, метаморфических и изверженных пород гранитоидного состава.

Геологические формации океанической коры находятся главным образом под водами мирового океана. Океанологическими исследованиями установлено, что некоторые участки океанов, представлявшие до недавнего времени сушу, погрузились под воды мирового океана, причем не только участки, близкие к континенту, но и удаленные от него. Следует отметить, что доюрские отложения под водами мирового океана не установлены. Исходя из этого, некоторые авторы (Белоусов, 1966, 1968; и др.) высказывают предположение о послепалеозойских образованиях океанических впадин. А. П. Виноградов (1968) экспериментально доказал, что гидросфера, как и земная кора, могла образоваться лишь в процессе зонной плавки и дегазации мантии. Согласно этой концепции, гидросфера на Земле появилась еще в архее.

Таким образом, большая часть поверхности океанической коры, ныне перекрытая водами мирового океана, в допалеозое представляла сушу, с которой связаны перерывные образования. Более молодого мелового и палеогенового возраста они отмечаются в разрезе осадочного слоя океанической коры (Васильковский, 1975) и на вулканических и коралловых островах Японии.

Различные тектонические и историко-геологические особенности развития континентальной и океанической частей земной коры дают основание предполагать существование двух крупных генетических групп коры выветривания: континентальной и океанической части земной коры.

Второй важнейший фактор, обуславливающий формирование кор выветривания, — климатическая зональность Земли. В связи с этим вслед за Н. М. Страховым (1962) выделяются коры выветривания ледового, гумидного и аридного литогенеза. В отличие от Н. М. Страхова в составе каждого из перечисленных типов литогенеза автор различает литогенетические типы, на формирование которых в континентальных условиях влияют главным образом тип водного режима (Роде, 1963), величина среднегодового количества атмосферных осадков и среднегодовая температура приземного слоя атмосферы и гидросферы. В зависимости от соотношения указанных факторов в составе литогенетических типов выделяются литогенетические подтипы коры выветривания.

В ледовом типе выявлены коры выветривания экстрахолодной

(постоянно ледовая) и умеренно холодной (переменно ледовая) зон литогенеза. Данные о корях выветривания ледового литогенеза немногочисленны. Отрывочные сведения имеются в работах А. П. Капицы (1967) и др.

Коры выветривания гумидного типа широко развиты и в настоящее время, выделяются коры выветривания умеренно влажной (переменно холодной), постоянно влажной жаркой, переменно влажной жаркой зон литогенеза. В аридном типе дефицит влаги обуславливает формирование своеобразных кор выветривания умеренно аридной и экстрааридной зон литогенеза.

При изучении особенностей вещественного состава и поведения химических элементов в корях выветривания различных зон литогенеза можно установить строгую зависимость строения профилей от особенностей ландшафтно-фациальных условий. Это позволяет выделить в составе каждого литогенетического типа фациальные и петрографические типы кор выветривания и связанные с ними полезные ископаемые (табл. 1).

На основании исследования особенностей распределения современных и древних кор выветривания на данной территории можно выявить коры выветривания четырех фациальных типов: 1) горных плато и высоких пенепленов, 2) низких пенепленов и педиментов, 3) денудационных пластовых равнин, 4) денудационно-аккумулятивных равнин. В каждом фациальном типе выделяются фациальные подтипы, отличающиеся различной минералогической зональностью и металлогенической специализацией.

Автор рассматривает литогенетические и фациальные типы кор, формировавшихся в течение мезозоя и кайнозоя в пределах континентальной части земной коры Западного Узбекистана и прилегающих территорий.

Этот район располагался к северу от северного аридного тропического пояса в зонах субтропического и тропического климата. Здесь в условиях неоднократной смены климатических режимов формировались коры выветривания переменно влажной (умеренно влажная) субтропической, умеренно аридной почти тропической и экстрааридной тропической зон литогенеза. Распространение разных литогенетических и фациальных типов кор выветривания триасового, юрского, мелового, палеогенового и неогенового возраста показано на соответствующих схематических картах (гл. III, IV, V). Приведем особенности фациальных, литогенетических и петрографических типов кор выветривания. Выясним, какие типы разрезов коры выветривания могли формироваться в мезозое и кайнозое и наметим пути решения вопроса о металлогенической специализации их. Поскольку климат — главный фактор, влияющий на формирование коры выветривания, а внутри климатических зоны — рельеф территории (Страхов, 1962), мы провели всестороннее изучение отдельных типов элювия и генетического ряда перерывных субформаций, возникающих в разных климатических и фациальных обстановках.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ТРИАСА И ЮРЫ

Коры выветривания триаса и юры в виде отдельных фрагментов устанавливаются по керну скважин под триас-юрскими отложениями на территории Северо-Восточного, Южного, Юго-Западного Узбекистана и Каракалпакии.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ТРИАСА

Территория Западного Узбекистана представляла громадную сушу, сложенную породами докембрийского фундамента. К западу, юго-западу, северу, северо-востоку от нее на месте современного Восточного, Южного и Западного Приаралья и Северной Туркмении простиралась приморская низменная равнина. В раннем триасе она неоднократно покрывалась морскими трансгрессиями, в среднем и позднем триасе — стала денудационной пластовой равниной.

В раннем триасе господствовал умеренно аридный климат с локальными ландшафтами переменного влажного. В среднем триасе климат временами сильно аридизировался до экстрааридного. В карнийском и норийском веках вновь устанавливается умеренно аридный климат, а в рэтском веке — переменного влажного.

Коры выветривания трех ярусов достоверно не установлены.

В раннем триасе в пределах денудационных цокольных, денудационно-аккумулятивных морфоструктур суши формировались коры выветривания аридного литогенеза (рис. 2). Они сохранились, по-видимому, только под отложениями раннего триаса в Каракалпакии и вдоль южного борта Бухаро-Хивинской депрессии.

Исследованиями В. М. Петрова (1948), Д. Г. Сапожникова (1951), В. П. Казаринова (1958), Н. М. Страхова (1962), И. И. Гинзбурга (1963), М. А. Ратеева и др. (1968) установлено, что континентальные осадки, сформировавшиеся одновременно и в комплексе с корой выветривания в пределах одной климатической зоны, имеют тождественный или близкий с нею минералогический состав.

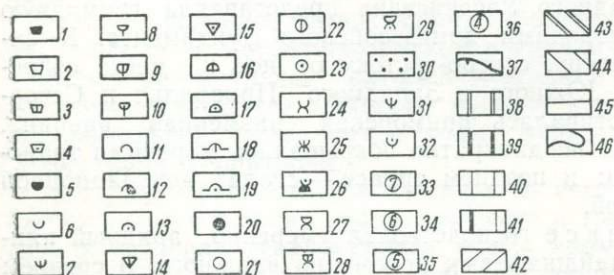
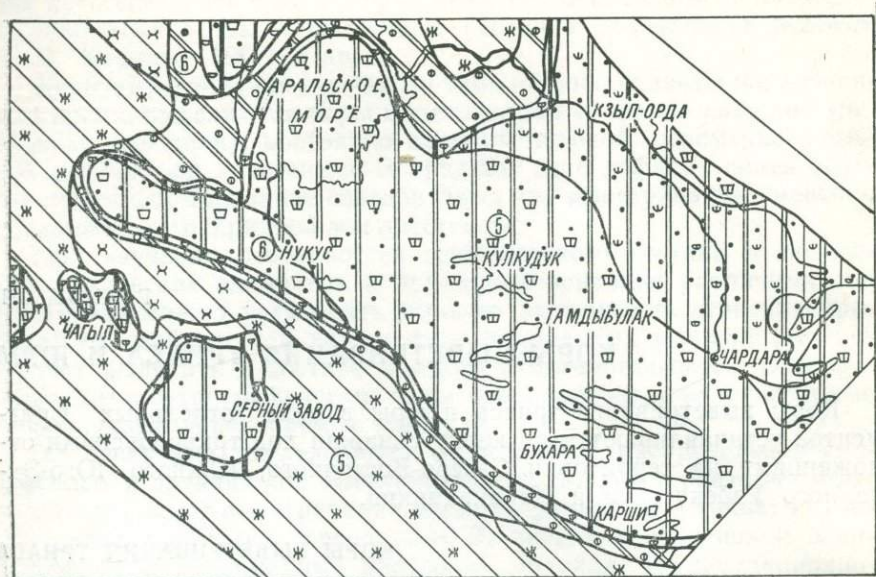


Рис. 2. Распространение литогенетических и фациальных типов кор выветривания раннего триаса Западного Узбекистана и прилегающих территорий.

Площади распространения кор выветривания денудационных морфоструктур платформенных областей. Цокольные поднятия (гор и плато). Зоны литогенеза: 1 — постоянно влажной бореальной, 2 — переменнo влажной субтропической, 3 — умеренно аридной, почти тропической, 4 — экстрааридной тропической. Цокольные и платовые равнины. Зоны литогенеза: 5 — постоянно влажной бореальной, 6 — переменнo влажной субтропической, 7 — умеренно аридной, почти тропической. Пенеплены и предгорные (педименты) цокольные равнины. Зоны литогенеза: 8 — переменнo влажной субтропической, 9 — умеренно аридной тропической, 10 — экстрааридной тропической. Платовые равнины, сложенные покровными осадочными формациями. Зоны литогенеза: 11 — переменнo влажной субтропической, 12 — умеренно аридной, почти тропической, 13 — экстрааридной тропической. Площади распространения кор выветривания денудационных морфоструктур эпиплатформенных областей (с реликтами откопанных). Цокольные поднятия (возрожденные горы и плато). Зоны литогенеза: 14 — умеренно аридной, почти тропической, 15 — экстрааридной тропической. Структурно-платовые предгорные равнины, сложенные мезозойскими отложениями. Зоны литогенеза: 16 — умеренно аридной, почти тропической, 17 — экстрааридной тропической. Платовые низменные равнины, сложенные палеогенскими осадочными формациями. Зоны литогенеза: 18 — умеренно аридной, почти тропической, 19 — экстрааридной тропической. Площади распространения кор выветривания аккумулятивных морфоструктур платформенных и (внутри-эпиплатформенных) областей. Коры выветривания аккумулятивных равнин суши (внутриформационные континентальные формации). Зоны литогенеза: 20 — постоянно влажной бореальной, 21 — переменнo влажной субтропической, 22 — умеренно аридной, почти тропической, 23 — экстрааридной тропической. Коры выветривания аккумулятивных равнин суши и мелководных бассейнов (внутриформационные паралические формации). Зоны литогенеза:

Для выяснения состава элювия коры выветривания раннего триаса мы изучали пестроцветные и красноцветные континентальные бескарбонатные, реже слабокарбонатные песчано-аргиллитовые породы Хоскудука. По данным электронно-микроскопических снимков, глинистый компонент пород представлен гидрослюдами с примесью каолинита (рис. 3, а). Возможно, присутствуют единичные включения диаспора (рис. 3, б). В связи с тем, что мы не располагаем достаточным количеством материала, изучение пестроцветных осадочных пород раннего триаса на бокситоносность не проводили. Очевидно, следует более детально исследовать на бокситы пермо-триасовые пестроцветные континентальные осадки, распространённые к югу и северу от Центрально-Устюртской зоны поднятий в Южном и Юго-Западном Приаралье.

В среднем триасе резкий дефицит атмосферного увлажнения обусловил низкое стояние уровня грунтовых вод. В положительных морфоструктурных элементах рельефа формировались коры выветривания экстрааридного литогенеза. Однако реликты их не сохранились из-за эрозии. Такое же явление наблюдалось в карнийском и норийском веке.

О составе кор выветривания указанного возраста мы можем судить только по осадкам среднего триаса. Они установлены в Теренкудуке, Куланды, Кумтубе. Здесь они залегают на красноцветных и пестроцветных отложениях пермо-триаса и представлены континентальными песчано-глинистыми осадками. Глины гидрослюдистые, бурые, сильножелезистые (Князев и др., 1963). Терригенная часть песчаников и алевролитов сложена обломками кварца, кремнистых пород, гидрослюдистых, серицитовых, глинистых и хлоритовых сланцев, эффузивов кислого и среднего состава, известняков, неразложённых зерен полевых шпатов, слюд, хлоритов, эпидота и единичных включений глауконита. Обломки пород сцементированы глинисто-карбонатным, глинисто-железистым материалом с явлениями коррозии и регенерации кварца. Четко выраженной коры выветривания на породах пермо-триаса не установлено.

24—переменно влажной субтропической, 25—умеренно аридной, почти тропической, 26—экстрааридной тропической. Коры выветривания аккумулятивных морфоструктур мелко-водных морских бассейнов и лагун (внутриформационные морские и лагунные формации). Зоны литогенеза: 27—переменно влажной субтропической, 28—умеренно аридной, почти тропической, 29—экстрааридной тропической, 30—площади поднятий последующим полным размывом кор выветривания соответствующего возраста. Площади плоских равнин с последующим размывом коры выветривания: 31—умеренно аридной, почти тропической, 32—экстрааридной тропической зон литогенеза. Климатические области: 33—постоянно влажная бореальная, 34—переменно влажная субтропическая, 35—умеренно аридная, почти тропическая, 36—экстрааридная тропическая, 37—границы между климатическими областями. Ландшафтно-фациальные зоны. Денудационные: 38—цокольные горы и плато, 39—пленены, педиплены и педименты (предгорные равнины), 40—педименты с одновозрастными корами выветривания и реликтами кор выветривания) предшествующей геологической эпохи, перекрытые осадочными накоплениями данного геологического периода, 41—цокольные платовые равнины, 42—платовые низменные равнины, сложенные покровными осадочными формациями. Аккумулятивные: 43—предгорные и низменные, 44—приморские низменные, временами заливавшиеся морем, 45—морские и лагунные, 46—границы ландшафтно-фациальных зон.

В рэт-раннейасовом веке на территории Западно-Узбекистана Кызылкум-Южнотяньшанское сводовое подня-

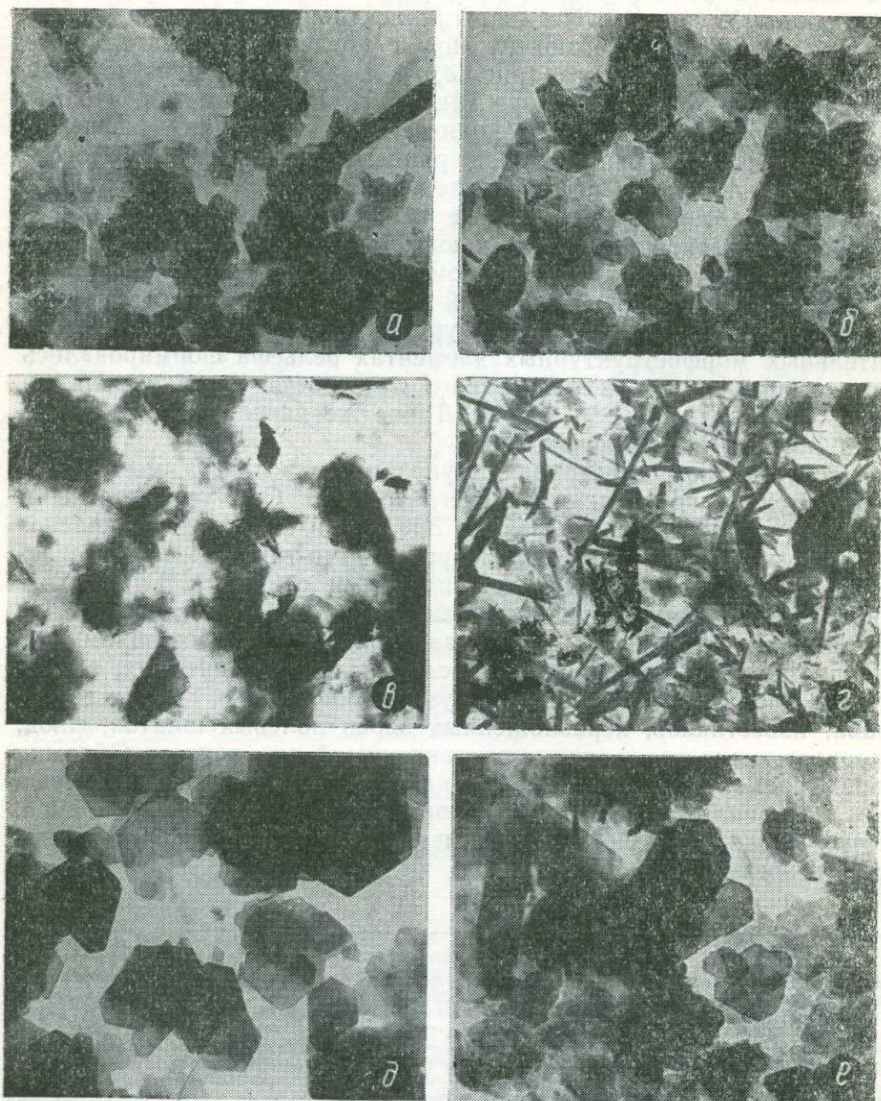


Рис. 3. Электронно-микроскопические снимки.

a, б— гидрослюды с малой примесью каолинита, увел. 22 000; *в*— монтмориллонит, примесь гидрослюды и гидроокислов железа, увел. 24 000; *г*— галлуазит, примесь каолинита гидрослюды, увел. 22 000; *д*— каолинит, увел. 22 000; *е*— каолинит, примесь гидрослюды, увел. 22 000.

тие, сложенное породами складчатого фундамента, представляло основную положительную морфоструктурную единицу. По пери-

ферии простирались обширные денудационные пластовые равнины, образованные отложениями карбона и пермо-триаса. Аккумулятивные равнины располагались на крайнем юго-западе и юге Средней Азии.

Коры выветривания переменено влажной зоны литогенеза формировались в разных ландшафтно-фациальных зонах и поясах (рис. 4, а). Однако отдельные фрагменты коры выветривания данного возраста сохранились только в Южном Узбекистане (Кайрак, Кундаджуаз и др.) и Ферганской депрессии. Сведения о них приведены в работах М. Ф. Викуловой (1948), Л. П. Коннова (1956), С. К. Гиппа (1959), Е. С. Балагуровой и др. (1964), О. В. Шведученко (1966), В. И. Троицкого (1967), Б. А. Богатырева (1973) и др.

В районах юго-западных отрогов Гиссара, по данным указанных выше авторов, кора выветривания имеет площадной характер распространения. Однако сохранность ее не везде одинакова. В некоторых местах, особенно на выступах палеорельефа, верхние горизонты профиля коры выветривания размыты частично или полностью. Наиболее полные профили их сохранились в понижениях рельефа, мощность достигает 50 м.

Кора выветривания развита на эффузивах спилито-диабазовой формации и метаморфических породах (Коннов, 1972) предположительно раннекарбонového или раннепермского возраста (Бенш, 1965). Она перекрывается отложениями рэтского и сгчасти лейасового возраста.

Разрезы коры выветривания зонального строения. На породах, близких по петрографическому составу, развивается сходная минералогическая зональность. Хорошо изучена кора выветривания на Кайракском (Богатырев, 1973) и Кундаджуазском (Коннов, 1972) месторождениях бокситов в Южном Узбекистане.

Кора выветривания на Кайракском месторождении развита на эффузивах кайракской свиты верхнего палеозоя. В ее профиле Б. А. Богатырев выделяет (снизу вверх) четыре минералогические зоны элювия: гидратации (5—10 м), выщелачивания (20—25), неполного гидролиза (5—8), конечного гидролиза (2—3).

Неизменные породы по составу отвечают диабазам, базальтовым порфиритам и другим эффузивам. В зоне гидратации породы отличаются повышенной трещиноватостью, с гидроокислами железа.

В зоне выщелачивания порода менее плотная. Минеральный состав изменяется: плагиоклазы замещаются гидрослюдой, кварцем и карбонатом, темноцветные минералы — гидроокислами железа, кальцитом, гидрохлоритом и др. Главные минералы в этой зоне — гидрослюды, кальцит, кварц, второстепенные — гидрохлорит и каолинит. Структура исходной породы в основном сохраняется по всей зоне. По химическому составу породы существенно отличаются от неизменных резким уменьшением содержания кремнезема, щелочных и щелочноземельных элементов. Одновре-

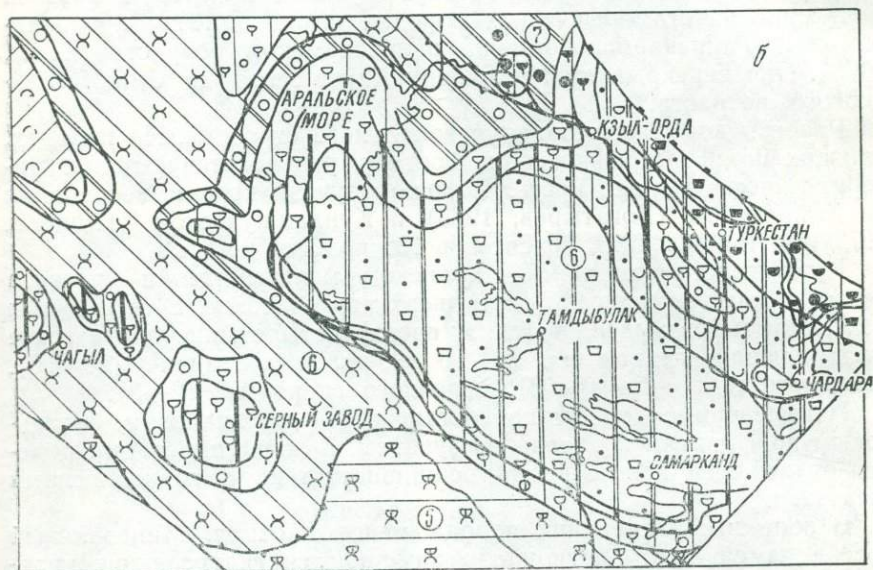
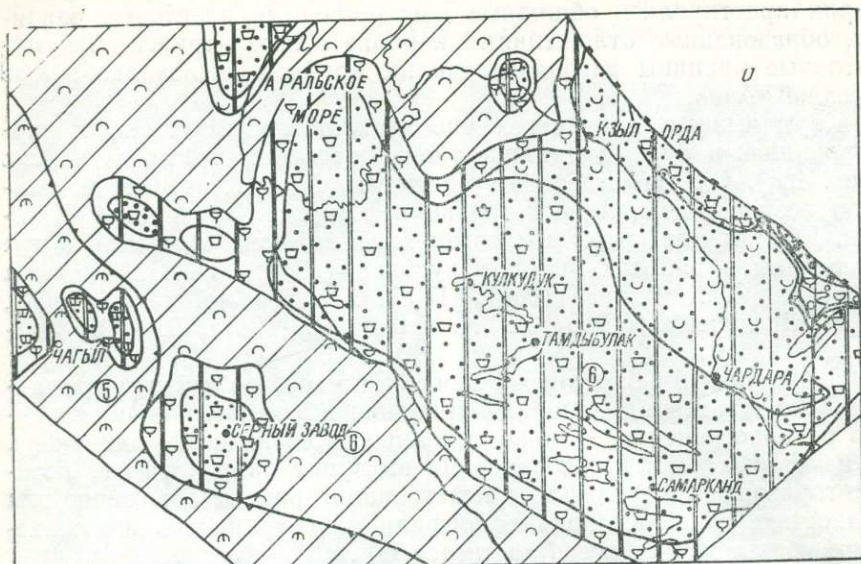


Рис. 4. Распространение литогенетических и фациальных типов кор выветривания рэт-раннелейасового (а) и позднелейасового (б) веков Западного Узбекистана и прилегающих территорий. Условные обозначения см. на рис. 2.

менно растет количество полуторных окислов железа, алюминия и содержание кристаллизационной воды.

Зона неполного гидролиза по минеральному и химическому составу отличается от нижележащей зоны. Породы в нижней ее части землистого облика, выше по разрезу — лилово-бурые, аргил-литоподобные со структурой исходной породы. Основные гипергенные минералы — каолинит и гетит, второстепенные — гидрослюда рутил, циркон, апатит и лейкоксенизированный ильменит и титаномагнетит. По химическому составу порода этой зоны отличается от нижележащей уменьшением содержания кремнезема, выносом щелочных и щелочноземельных элементов при одновременном накоплении полуторных окислов железа и алюминия. Минералы свободного глинозема не установлены.

К зоне конечного гидролиза относят пористые, шлаковидные коричневатобурого цвета латеритизированные образования, имеющие форму валунов и глыб до 0,5 м в диаметре. Сложены диаспором (40—50%), шамозитом (15—30), каолинитом (15—20), окислами железа (10—15%). Аксессуориями служат циркон и лейкоксенизированный ильменит. Латеритизированные обломки эффузивов, по мнению Б. А. Богатырева (1973), — фрагментарные останцы остаточных латеритов. Они распространены среди инфильтрационно измененных пород коры выветривания на относительно возвышенных участках древнего рельефа, являются, по-видимому продуктами преобразования шамотизированных пород.

Указанный профиль коры выветривания — единственный в Средней Азии, где установлены обломки структурных бокситов. Таким образом, типичный латеритный профиль коры выветривания рэт-раннейасового возраста здесь не установлен. Вероятно, это связано с размывами, либо с их отсутствием.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ЮРЫ

В юрском периоде основной положительный морфоструктурный элемент суши — Кызылкум-Южнотяньшаньское сводовое поднятие. По периферии от него (в Южном и Юго-Восточном Приаралье, юго-западной части Бухаро-Хивинской области и др.) располагались обширные аккумулятивные равнины, окраинные части которых временами преобразовывались в денудационные пластовые равнины. В ландшафтно-фациальных зонах формировались коры выветривания разных литогенетических подтипов.

В среднем лейасе в связи с общими положительными по знаку тектоническими движениями территория Средней Азии превратилась в громадную денудационную сушу с переменным влажным субтропическим климатом (Пак, 1976). Повсеместное отсутствие среднейасовых отложений не позволяет выделить коры выветривания этого возраста.

Достоверно устанавливаются только коры выветривания позднего лейаса (тоарского века), средней и верхней юры.

Коры выветривания лейаса ранней юры распространены только в Южном Узбекистане, Приташкентском районе и Каракалпакии (рис. 4, б). В Западном Узбекистане они не сохранились. Коры выветривания, развитые в каракалпакской части Узбекистана, не изучены, по приташкентскому району и Южному Узбекистану они описаны в работах других авторов. Поэтому коры выветривания позднего лейаса в данной работе не рассматриваются.

В среднеюрскую эпоху продолжалась структурная дифференциация Средней Азии. В результате произошло дальнейшее прогибание областей седиментации, но на большей части территории сохранились континентальные условия. В целом наблюдалось принципиальное совпадение областей поднятий и впадин (зон седиментации) ниже- и среднеюрского этапов развития, о чем свидетельствует распространение среднеюрских отложений в тех же районах, что и нижеюрских, но по площади они несколько превосходят последние.

Кызылкумо-Южнотяньшаньское поднятие явилось основным положительным элементом морфоструктуры суши с тенденцией постоянного поднятия. Коры выветривания формировались в пределах разных фациальных зон (рис. 5, а), из-за усиленного размыва кора выветривания сохранилась в виде отдельных фрагментов на педиментах Кызылкумо-Южнотяньшаньского поднятия. Выделяются коры выветривания переменено влажной и умеренно аридной зон литогенеза.

Коры выветривания переменено влажной зоны литогенеза районов Айбугиры и Кокпакты развиты в породах складчатого фундамента и промежуточного комплекса. Отмечаются на поверхности среднеюрских педиментов по периферии Кызылкумо-Южнотяньшаньского поднятия. Они устанавливаются скважинами 146 и 206 нефтегазопроискового бурения (Князев и др., 1963; Кузьмина и др., 1970).

Невыветрелые материнские породы фундамента представлены сильнодислоцированными и метаморфизованными сланцами, песчаниками, конгломератами, мраморизованными известняками, доломитами и прослоями аргиллитов предположительно силурийско-нижнедевонского возраста. Сланцы хлорито-серицитовые, карбонатизированные, местами актинолитовые, темно-серые, серые, фиолетовые, полосчатые, плотные, крепкие. Песчаники серые, темно-серые, сильнорассланцованные, разномзернистые, нередко грубозернистые, переходящие в гравелиты и конгломераты, размер обломков до 4 см. Кластическая часть пород состоит из обломков гранитов, различных эффузивов, известняков, кварцитов, яшм, кремнистых пород, филлитизированных аргиллитов, серицитовых и хлоритовых сланцев.

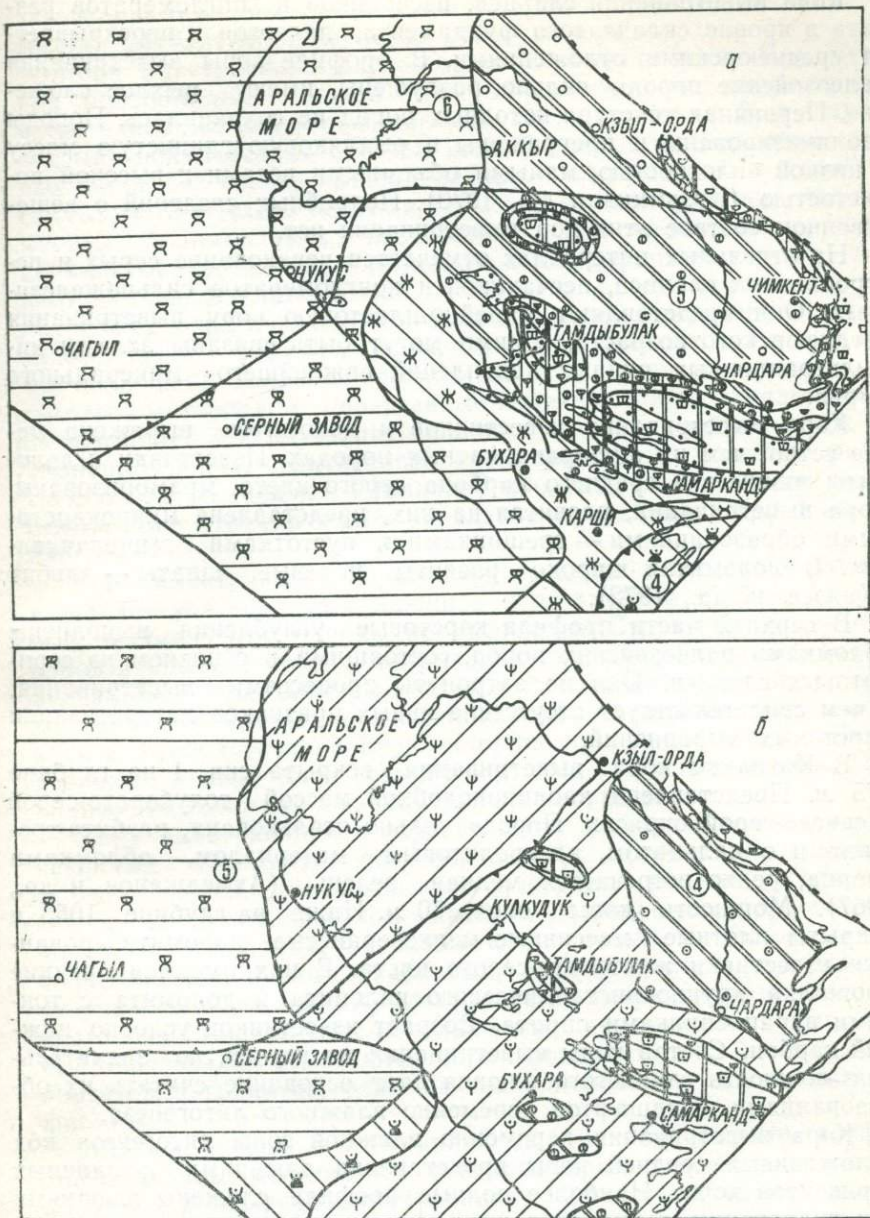


Рис. 5. Распространение литогенетических и фациальных типов кор выветривания средней юры (а) и киммеридж-волжского века (б) Западного Узбекистана и прилегающих территорий. Условные обозначения см. на рис. 2.

Кора выветривания сланцев, песчаников и конгломератов развита в кровле складчатого фундамента палеозоя и перекрывается среднеюрскими отложениями. В профиле коры выветривания палеозойские породы сильно разрушены, имеют рыхлое сложение. Первичная текстура исходных пород не сохранилась. Породы каолинизированы и превращены в рыхляковую глинистую массу с низкой плотностью, малыми объемными весами и высокой пористостью (Кузьмина и др., 1970). Подробных сведений о вещественном составе этих кор выветривания нет.

На отдельных интервалах отмечается чередование серых и пестроцветных сланцев, песчаников и конгломератов сильножелезистых. Они представляют линейно-пластовую кору выветривания среднеюрского возраста, с ними могут быть связаны залежи инфильтрационных рудных скоплений важнейшего минерального сырья.

Кора выветривания известняков и доломитов выражена менее четко, чем на алюмосиликатных породах. Известняки и доломиты нижнего и среднего карбона серого цвета, мраморизованы. Кора выветривания, развитая на них, представлена микрокарстовыми образованиями — трещинками и пустотками выщелачивания. В доломитах широко развиты полевые шпаты — альбит (Князев и др., 1972).

В верхней части профиля карстовые углубления выполнены обломками палеозойских пород, состоящими в основном из серицитовых сланцев. Они не затронуты процессами выветривания, о чем свидетельствует отсутствие явных признаков латеритизации карстовых выполнений.

В Кохпакты кора выветривания вскрыта скв. 1 на глубине 975 м. Представлена каолиноподобной массой голубовато-серой и светло-серой окраски. Порода сильно оталькована, разбита трещинами с кальцитом, алевролитовым материалом, обломками кварца, редко встречается медная зелень (Ахмеджанов и др., 1967). Мощность коры около 70 м. Ниже на глубине 1055 м вскрыты плотные массивные мелкозернистые доломитизированные известняки желтовато-серого цвета. В них имеются редкие прожилки крупнокристаллического кальцита и доломита с тонкими вкрапленниками пирита. Возраст известняков условно нижний карбон. Состав коры выветривания не изучен, но значительная мощность глинистого элювия дает основание считать их образованиями ландшафтов переменного влажного литогенеза.

Кора выветривания переменного влажной зоны литогенеза под отложениями средней коры представлена элювиями различных горизонтов коры. Наиболее полные профили сложены элювиями зон гидратации, выщелачивания и отчасти неполного гидролиза, структурные бокситы отсутствуют.

Коры выветривания умеренно аридной зоны литогенеза развиты в палеозойских гранитах, амфиболитах и молассовидных по-

родах промежуточного (перм-триасового), комплекса Фараба, Алата, Мубарека на глубинах 2755—2900 м.

Кора выветривания распространена спорадически. При бурении большинства скважин под среднеюрскими отложениями встретились невыветрелые породы. Так, скважина 8 в Фарабе вскрыла неизменные плотные амфиболиты с жилами гранитоидных пород без следов выщелачивания. Скважина 5 в Фарабе и скважина 3 в Алате вскрыли пермские и раннетриасовые конгломераты, полимиктовые песчаники, глинисто-хлорито-серицитокремнистые аргиллиты, плагиоклазовые порфириды и туфы среднего состава. В кластической части пород преобладают обломки кварцевых порфиров, ожелезненных и хлоритизированных эффузивных пород, гранитов, сланцев и туфов. Цемент сложен глинисто-опаловым, халцедоно-серицитовым и кварцево-серицитохлоритовым материалом. Гипергенные изменения пород представлены пелитизацией и серитизацией полевых шпатов, хлоритизацией эффузивных пород, серитизацией метаморфических сланцев, развитием опала, халцедона. Глинистые продукты выветривания отсутствуют. Все это указывает на слабое проявление коры выветривания.

Кора выветривания порфиритов среднего и основного состава в Фарабе установлена скважиной 2 на глубине 2755 м. Первичные неизменные породы не выявлены. Структура измененных пород в профиле коры выветривания бластопорфирова с бластоандезитовой или бластофлюндальной основной массой, сложенной мелкими чешуйками, выполненными серицитом. Они заключены в карбонатизированную, хлоритизированную массу. Вкрапленники сложены либо серицитом и гидрослюдами с небольшим количеством хлорита и кальцита, либо хлоритом.

Кора выветривания в Мубарекском районе развита на среднеюрских педиментах погребенного Кызылкумо-Южнояньшаньского поднятия. Домезозойский фундамент сложен магматическими, вулканогенно-обломочными и осадочно-метаморфическими породами: гранитами, кварцевыми диоритами, диабазовыми порфиритами и их туфами, кварцевыми порфиритами, кератофирами и их туфами, песчаниками, алеволитами, глинисто-углистыми, глинисто-углисто-кремнистыми сланцами, аргиллитами. Элювиальные образования отмечаются на микроклиновых, лейкократовых и биотитовых гранитах, реже на гранодиоритах и диабазовых порфиритах.

Микроклиновые и лейкократовые граниты и гранит-порфиры представлены массивными розовато-серыми крупнозернистыми породами с порфировым строением. Примерно в равном количестве (от 25 до 35%) содержатся плагиоклаз, микроклин, кварц и биотит (до 8%).

В зоне коры выветривания граниты серицитизированы и каолинизированы. Проявлены хлоритизация биотита, общая карбо-

натизация породы и заполнение многочисленных трещин хлоритом, кальцитом и кварцем.

Бiotитовые граниты и гранодиориты близки по составу к описанным выше гранитам, отличаются от них значительно меньшим содержанием или полным отсутствием калиевых полевых шпатов, за счет чего увеличивается количество плагиоклазов до 30—40%, темноцветных минералов до 10—15% в гранитах и до 20—25% в гранодиоритах (Князев и др., 1963). Гипергенные изменения биотитовых гранитов и гранодиоритов представлены псевдоморфозами хлорита по роговым обманкам. Каолинизация не устанавливается.

Диабазовые порфириды порфировой структуры с микродиабазовой основной массой. Кора выветривания проявлена серицитизацией вкрапленников плагиоклаза. Зерна авгита не изменены.

В туфовых породах с обломками диабазов и базальтов продукты коры выветривания сложены хлоритом, цементирующим пирокластический материал, замещающий отдельные обломки. Каолинит не устанавливается.

Пермо-триас образован зеленовато-серыми, буро-серыми и красно-серыми брекчиями с железистым серицито-хлорито-глинистым цементом и большим количеством алевролитового материала. Кластическая часть пород сложена обломками эффузивных пород главным образом кислого состава, сланцев, кремнистых пород, кварцитов, кварца и полевых шпатов. Породы слабо метаморфизированы, дислоцированность отсутствует. Они выполняют эрозионные углубления палеозойского рельефа.

Кора выветривания на пермо-триасовых породах представлена дезинтегрированными или слабопелитизированными разностями. Глинистый элювий не встречен.

Исходя из вышеизложенного, можно выделить два типа профилей коры выветривания: полный, нередко мощный, в Южном Узбекистане и Каракалпакии и неполный, слабовыраженный, маломощный в Юго-Западном Узбекистане.

Профили первого типа сложены элювиальными образованиями зоны дезинтеграции, глинистых продуктов, нередко с гидроокислами железа. Они территориально распространены в пределах переменного влажной зоны литогенеза на среднеюрских педиментах погребенного Кызылкумо-Южнотяньшаньского поднятия.

Профили второго типа представлены элювиями зоны гидратации и частично зоны выщелачивания, нередко карбонатизированные и опализованные. Зона типичных глинистых продуктов коры выветривания отсутствует. Это свидетельствует о развитии кор выветривания умеренно аридного литогенеза.

В желловей—оксфорде наблюдалось принципиальное совпадение поднятий и зон седиментации среднеюрского века. Кызылкумо-Южнотяньшаньское поднятие, как и в предшествующий этап, представляло основную положительную морфоструктуру суши, достаточно высоко приподнятую со сглаженными форма-

ми рельефа, обрамленную морскими аккумулятивными равнинами. Площади их достигли максимума за юрский период.

Повсеместно господствовал умеренно аридный, почти тропический климат. В разных ландшафтно-фациальных зонах формировались коры выветривания соответствующего литогенеза.

Коры выветривания педиментов умеренно аридного литогенеза отмечаются в виде отдельных фрагментов на педиментах, перекрытых морскими келловей-оксфордскими отложениями, и устанавливаются скважинами в Карши-Каганском и Газли-Ташкудукском районах Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области.

В Газли-Ташкудукском районе коры выветривания, развитые на денудационных цокольных предгорных равнинах (педиментах), представлены главным образом элювием зон дезинтеграции и частично продуктами зоны начального выщелачивания. Они установлены в скважинах на глубинах 1280—1508 м.

На Газлинской площади граниты в профиле коры выветривания сильно трещиноваты. Трещины выполнены хлоритом и кальцитом. Химический состав почти не изменяется. Отмечается слабая серицитизация плагиоклазов. Мелкие чешуйки серицита захватывают лишь края зерен. Серицит наиболее интенсивно развивается на участках, прилегающих к микротрещинам. По плагиоклазам наряду с серицитом образуется кальцит. Вверх по разрезу значительная часть серицита гидратирована и отчасти превращена в гидрослюда. Гидрослюды и серицит наиболее интенсивно развиваются вдоль микротрещинок и по краям зерен плагиоклазов. Биотит обычно хлоритизирован. Мощность коры выветривания 3—5 м.

Кора выветривания метаморфических сланцев палеозоя чаще всего представлена образованиями зон дезинтеграции. Породы трещиноватые. Многочисленные трещины пересекаются прожилками кальцита, кварца, нередко отмечается серицит. Выше по профилю, хотя очень редко, сланцы сильно серицитизированы с локальными проявлениями гидрослюды. Мощность коры выветривания 3—5 м.

Коры выветривания в Карши-Каганском районе спорадически развиты главным образом на спилитах, порфиритах основного и среднего состава, гранитоидах и сланцах среднего палеозоя.

Кора выветривания мицдалекаменных спилитов устанавливается на площади Джаркак. Невыветренные спилиты плотные, однородно-темного цвета. В зоне дезинтеграции порода сильно трещиноватая, трещины выполнены кальцитом и магнетитом. В верхней части профиля коры непосредственно под келловей-оксфордскими отложениями спилиты сильно кальцитизированы, хлоритизированы и ожелезнены. Из первичных минералов сохранились лейсты плагиоклазов (Князев и др., 1963). Зона глинистого элювия отсутствует. Мощность коры выветривания 3—4 м.

Кора выветривания зеленокаменных андезитовых порфиритов локально развита на площади Шурчи и Акджар (Князев и др.,

1963). В зоне дезинтеграции порода сильно трещиновата. Трещины с зеркалами скольжения выполнены хлоритом, серицитом. Зона глинистых продуктов отсутствует. Мощность коры выветривания 2—5 м.

В районе Джаркака, Сетелантепе, Сарыташа, Акджара кора выветривания образована на гидротермально измененных базальтовых порфиритах, гранитоидах и пермо-триасовых породах.

Невыветрелые порфириты темно-зеленого цвета, в зоне дезинтеграции трещиноватые. По трещинкам встречаются серицит, хлорит и кальцит. Глинистые продукты выветривания отсутствуют. Мощность элювия 1—3 м.

Кора выветривания биотитовых гранитов и гранодиоритов представлена элювиями зоны дезинтеграции. В профиле коры гранитоиды сильно трещиноваты. Из гипергенных новообразований отмечаются серицит, хлорит, кальцит и редко гидрослюда. Мощность коры 2—3 м.

Отложения пермо-триаса представлены неотсортированными красновато-буровато-серыми гравеллитами, конгломератами и брекчиями с прослоями грубозернистых песчаников и алевролитов. Терригенные компоненты пород состоят из зерен кварца, полевых шпатов, слюд, обломков, спилитов, порфиритов, кислых эффузивов, сланцев, мраморов, гранитоидов и др. Цемент глинисто-серицито-железистый. Кора выветривания сложена элювиями зоны дезинтеграции, трещины выполнены кальцитом, трещинные зоны сильно обелены за счет выноса железа.

В Каганском районе при бурении скважин вскрыли эффузивы и их туфы (плагноклазовые порфириты), кристаллотуфы липарито-дацитового состава, кварцевые порфириты), осадочно-метаморфические сланцы (амфибол-плагноклазовые, хлорит-эпидотовые, тремолит-актинолитовые, слюдисто-кварцевые, слюдиристо-хлорито-кварцевые и кварцитовые), гранитоиды (граниты, гранодиориты), диориты и другие петрографические различия пород палеозойского и пермо-триасового возраста.

Кора выветривания отмечается только на некоторых петрографических различиях, представлена слаботрещиноватыми породами. Гипергенные новообразования не встречены.

Таким образом, коры выветривания келловей-оксфордского возраста умеренно аридного литогенеза сложены только элювиальными образованиями зон дезинтеграции. По мере движения с северо-запада на юго-восток постепенно уменьшаются мощность коры выветривания и интенсивность процессов выветривания. В результате в периферической части умеренно аридной зоны на границе с экстрааридной кора выветривания представлена лишь слаботрещиноватыми породами домезозойского фундамента.

По корам выветривания келловей-оксфордского века можно сделать следующие выводы. Отсутствие каолиновых, гидрослюдисто-каолиновых (и латеритных) продуктов выветривания под отложениями келловей — оксфорда однозначно свидетельству-

ет о размыве кор выветривания раннемезозойского (триас-ранняя юра) и среднеюрского возраста. Поэтому существующие суждения о триас-юрском возрасте каолиновых кор выветривания Центрально-Кызылкумского региона лишены всякого основания.

Развитие только элювиальных образований зон дезинтеграции под келловей-оксфордскими отложениями доказывает полный размыв среднеюрской коры выветривания уже к началу верхней юры. Следовательно, коры выветривания предшествующего этапа в условиях педиפלенизации суши полностью уничтожаются при смене гумидных ландшафтов аридными или формируются новые при сохранении гумидного климатического режима.

Таким образом, коры выветривания, развитые на платформенных морфоструктурах суши, во всех случаях по возрасту близки к перекрывающим осадочным отложениям.

В кимеридж-волжском веке, как и в предшествующий этап развития рельефа, Кызылкумо-Южнотяньшаньское поднятие явилось основной морфоструктурой суши. Площадь его значительно расширилась за счет регрессии моря и преобразования периферической части морских аккумулятивных равнин в денудационные пластовые равнины. Дальнейшая аридизация климата обусловила продвижение экстрааридного климата на север до Бухаро-Хивинской области, к северу от него господствовал умеренно аридный.

Коры выветривания формировались во всех ландшафтно-фациальных и климатических зонах (рис. 5, б). Однако они сохранились только в немногих местах и главным образом в пределах денудационных пластовых палеоравнин каракалпакской части Узбекистана. Этот район в кимеридж-волжском веке располагался в зоне умеренно аридного, почти тропического климата. Кора выветривания здесь спорадически развивалась на осадочных породах средней юры, келловей-оксфордского яруса, детально не изучалась.

Кора выветривания денудационных пластовых палеоравнин достоверно устанавливается в урочище Айбугир (скв. 206). Здесь она развита на известняках и доломитах оксфордского яруса.

В профиле коры выветривания доломиты коричневато-серые, сильнопористые, кавернозные. Мощность выветрелых доломитов 26 м.

Выше залегают брекчиевидные песчанистые породы зеленовато-серого цвета. Обломочный материал представлен включениями бурых и зеленоватых глин и алевролитов, доломитов и песчаников, содержащих большое количество ожелезненных оолитов (Кузьмина, и др., 1970). Брекчиевидные песчаники, в свою очередь, перекрываются алевролитоглинисто-известняковыми осадками волжского яруса. В глинистой массе этих пород присутствует большое количество оолитов бурых железняков (40—50%). Вверх по разрезу содержание оолитов уменьшается и порода переходит в зеленовато-серую глину, а затем — в известняки. Брек-

чиевидная порода представляет обломочный элювий зон дезинтеграции площадной коры выветривания осадочных пород келловей-оксфордского яруса.

Эллювиальные образования, аналогичные описанным выше, отмечаются на сводах многих антиклинальных структур в пределах Бухаро-Хивинской области. Они связаны с перерывами в отложении осадков между оксфордским и кимериджским веком. Так, в пределах Мубарек-Каршинского поднятия отмечаются размыты и связанный с ними обломочный элювий на сводах Култаской, Памукской и других антиклинальных структур. Они перекрываются толщей ангидритов и нижних горизонтов солей соляно-ангидритовой формации кимеридж-волжского яруса (Бегметов, Бабаев, 1973).

Таким образом, под отложениями кимеридж-волжского яруса развиты только элювиальные образования главным образом зоны гидратации. Это свидетельствует о том, что в кимеридж-волжском веке ландшафты Западного Узбекистана представляли голую каменистую пустыню, где коры выветривания предшествующего этапа не сохранились.

Коры выветривания триасового и юрского возраста на территории Западного Узбекистана отсутствуют. Они встречаются в других районах республики, представлены корами выветривания переменно влажной, умеренно аридной и экстрааридной зон литогенезиса в виде отдельных фрагментов на педиментах и денудационных пластовых равнинах.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ РАННЕМЕЛОВОГО ВОЗРАСТА

В первой половине мелового периода наблюдались гумидизация климата, достигшая максимума в среднем альбе, последовательное сокращение площади суши в пределах Кызылкум-Южнотяньшаньского поднятия, начало распада его, образование Бельтауского и Султануиздагского поднятий в Южном Приарале, Северо-Кызылкумского и Чардаринского поднятий в пределах Сырдарьинской синеклизы.

Коры выветривания формировались в разных ландшафтно-фациальных и климатических зонах.

Коры выветривания неокома на территории Западного Узбекистана распространены только в погребенной части. Приводим описание кор выветривания, развитых в породах домезозойского фундамента в пределах неокомских педиментов Кызылкум-Южнотяньшаньского поднятия. Выделяются коры выветривания умеренно аридной и перемененно влажной зоны литогенеза (рис. 6, а).

Коры выветривания *педиментов умеренно аридной зоны литогенеза* устанавливаются скважинами на Газлинской, Ташкудукской и Каганской площадях. Представлены элювием зон дезинтеграции магматических и осадочно-метаморфических пород. Гипергенные изменения пород выражены только трещиноватостью и слабым развитием гидроокислов железа. Химический и минералогический составы пород не изменяются.

Коры выветривания *педиментов перемененно влажной зоны литогенеза* отмечаются в Южном Приарале, в пределах Султануиздагского выступа и Бельтауского поднятия. В зоне Султануиздагского выступа (скв. 201 и 203) под отложениями неокома устанавливается кора выветривания на нижнекарбонových сланцах и алевролитах.

Неизмененные сланцы черного цвета, глинисто-известковистые, плотные, содержат большое количество мелких растительных остатков, пирит и споро-пыльцевой комплекс, характеризующий визейский ярус. В нижней части зоны коры выветривания сланцы сильно трещиноваты. Трещины выполнены кальцитом. Мине-

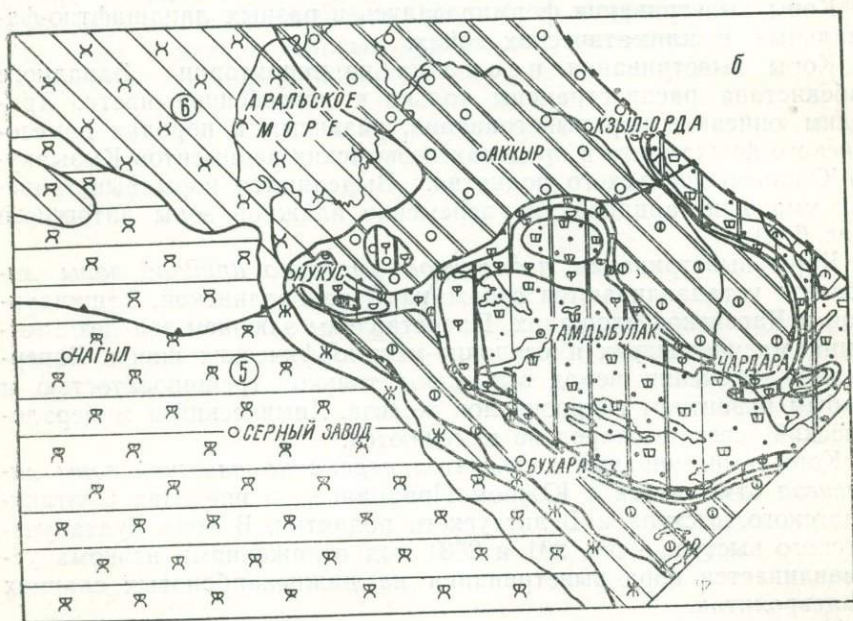
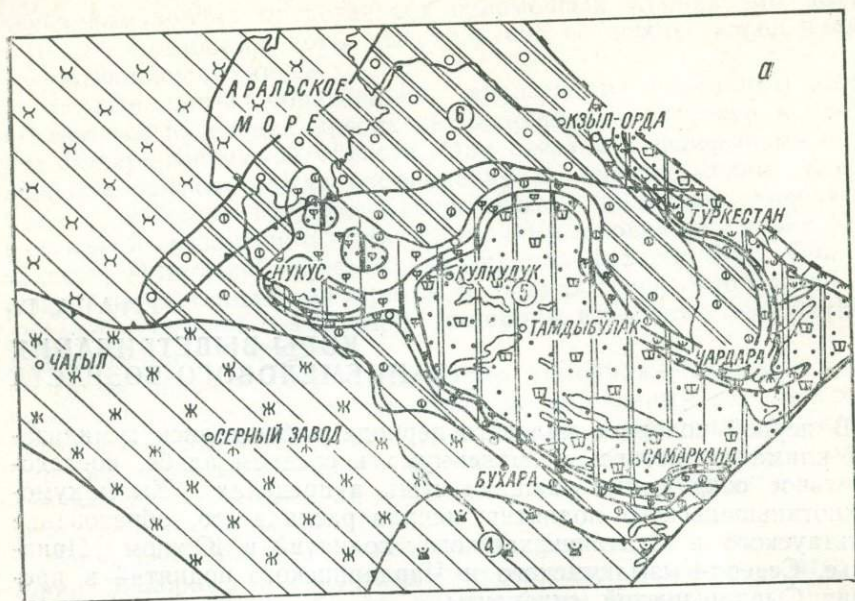


Рис. 6. Распространение литогенетических и фациальных типов кор выветривания готеривского (а) и аптского (б) веков Западного Узбекистана и прилегающих территорий. Условные обозначения см. на рис. 2.

ралогический и химический составы пород почти не изменяются. Выше по профилю сланцы выветрелые, коричневато-бурые, значительно ожелезненные (Кузьмина и др., 1970) за счет широкого развития гидроокислов железа. Вещественный состав элювия детально не изучен.

Кора выветривания алевролитов мало чем отличается от сланцев. Неизменные алевролиты сланцеватые, серые, слабоизвестковистые, плотные, с обилием углистых детритов и пирита. В зоне дезинтеграции породы трещиноватые, с прожилками кальцита. Выше по профилю алевролиты выветрелые, шоколадного цвета. Более подробного описания зональности коры выветривания нет.

В районе Тахтакупыра под морскими отложениями валанжина спорадически устанавливается кора выветривания на гранитах и гранодиоритах верхнего палеозоя. Невыветрелые гранитоиды розовато-серые, массивные, крепкие. В их составе преобладают плагиоклаз олигоклаз андезитового ряда. Кварц, микроклин встречаются в небольшом количестве. Из темноцветных минералов присутствуют роговая обманка и биотит.

В зоне дезинтеграции граниты и гранодиориты трещиноватые. Выше по профилю степень выветривания их увеличивается. Породы превращаются в кальцитизированную кварцево-каолинито-серицитовую с хлоритом массу гипергенных образований. Кварц реликтовый, со следами выщелачивания и коррозии. Каолинит и серицит развиваются по плагиоклазу, хлорит — по биотиту и роговой обманке. Мощность коры выветривания 3—6 м.

На остальной части территории Южного и Юго-Восточного Приаралья коры выветривания неокомского возраста размыты, в связи с этим невыветрелые породы домезозойского фундамента перекрываются осадочными образованиями неокома.

Таким образом, на территории Западного Узбекистана четко выделяются два генетических типа коры выветривания неокомского возраста: переменного влажного и аридного литогенеза.

Ограниченное развитие каолинитового элювия, наиболее зрелого продукта выветривания, объясняется, по мнению автора, двумя причинами: во-первых, расположением Юго-Восточного и Южного Приаралья в переменном влажной субтропической зоне в пограничной части с умеренно аридной климатической областью северного тропического пояса, во-вторых, плохим выходом керн на по интервалам развития коры выветривания. Очевидно, в Южном, Юго-Восточном Приаралье и Северных Кызылкумах коры выветривания имеют несколько большее площадное распространение. На участках, где фундамент сложен палеозойскими карбонатными породами, особенно по южному борту Сырдарьинской синеклизы, можно ожидать развитие под отложениями валанжина карстовых бокситов. Однако глубокое залегание под мощной толщей осадков мезозоя — кайнозоя (500—1000 м) делает их трудно доступными для изучения.

В неокме на территории Каракалпакии после верхнеюрской денудации развиваются коры выветривания переменного влажного литогенеза. На остальной территории Узбекистана распространены коры выветривания аридного литогенеза.

В а п т е Западный Узбекистан к югу от широты хр. Султануиздаг и Букантау располагался в зоне умеренно аридного почти тропического климата, а к северу — в области переменного влажного субтропического. В пределах этих ландшафтно-климатических зон кора выветривания формировалась, как и в предшествующую геологическую эпоху, при разных фациальных зонах (рис. 6 б). Они залегают на глубинах свыше 500—600 м и трудно доступны для изучения. Только единичные буровые скважины установили коры выветривания на аптских педиментах.

Коры выветривания *педиментов умеренно аридной и переменного влажной зон литогенеза* наблюдаются в Газли-Ташкудукском (Янгикудук и Агачли) и Чардаринском районах. Представлены трещиноватыми, слабодезинтегрированными породами фундамента. Мощность коры от 0 до 2—3 м.

Коры выветривания переменного влажного литогенеза установлены в Южном (Бельтауское поднятие) и Юго-Восточном Приаралье. Развита на гранитах и осадочно-метаморфических породах. В зоне дезинтеграции граниты сильно трещиноваты. Единичные чешуйки биотита частично хлоритизированы. В зоне гидрослюд отдельные зерна полевых шпатов глинизированы с образованием гидрослюды и отчасти каолинита. Но вместе с тем много включений неизмененных полевых шпатов. Мощность коры выветривания 4—7 м. Таким образом, указанный профиль коры выветривания переменного влажной зоны литогенеза отличается от продуктов выветривания умеренно аридной зоны развитием гидрослюдисто-каолиновых продуктов коры выветривания.

В а л ь б е территория Западного Узбекистана располагалась в зоне переменного влажного субтропического климата. Коры выветривания формировались в различных ландшафтно-фациальных зонах (рис. 7. а). Мы изучали только останцы кор выветривания пенеппленов, педиментов и денудационных пластовых равнин, описание которых приводится ниже.

Коры выветривания низких *пенеппленов переменного влажной зоны литогенеза* в виде отдельных фрагментов спорадически распространены под морскими отложениями альба в северо-западной части хр. Султануиздаг. Сохранность кор выветривания плохая, так как они в значительной степени размыты альбской трансгрессией и эрозионными процессами неоген-антропогенного периода.

Приводим описание коры выветривания ультраосновных пород Бешмазарского проявления силикатно-никелевых руд (рис. 8).

Проявление находится в водораздельной части хр. Султануиздаг, в полосе развития габбро-диабазовых и ультраосновных пород. В его строении участвуют серпентиниты и вмещающие их апоэффузивные амфиболиты, порфириты, диабазовые порфириты, квар-

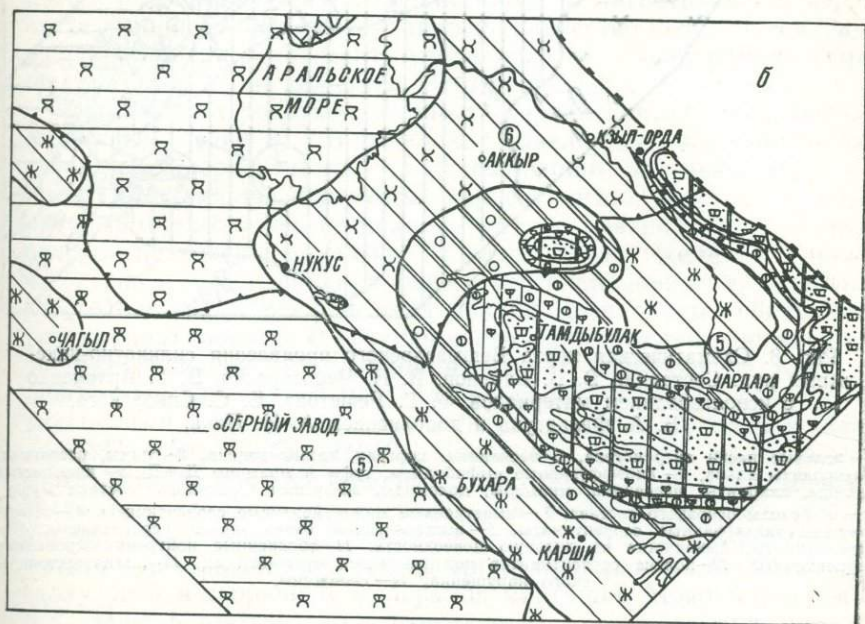
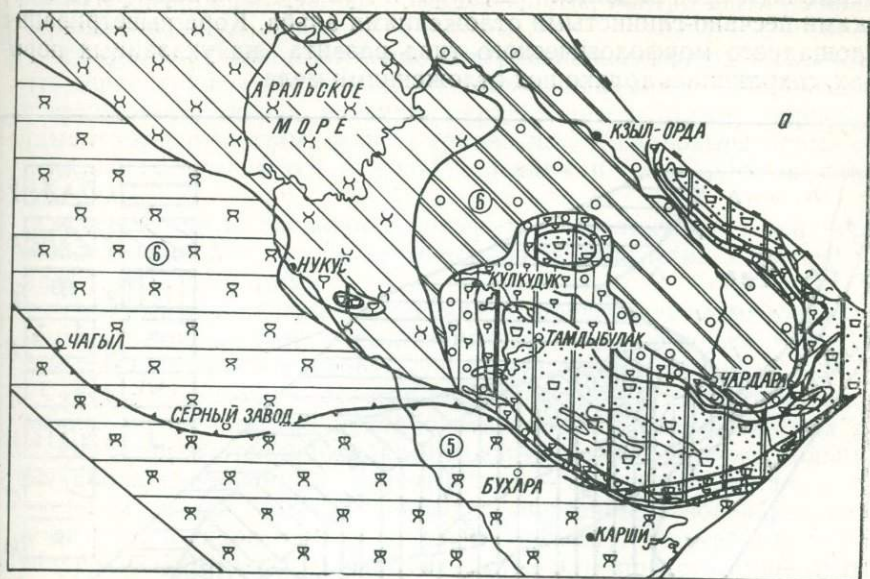


Рис. 7. Распространение литогенетических и фациальных типов кор выветривания альбского (а) и сеноманского (б) веков Западного Узбекистана и прилегающих территорий. Условные обозначения см. на рис. 2.

цевые порфиры, альбитофиры, туфы и мрамор. Они перекрыты морскими песчано-глинистыми отложениями альба. Кора выветривания площадного морфологического типа развита на указанных породах, сохранилась только под отложениями мела.

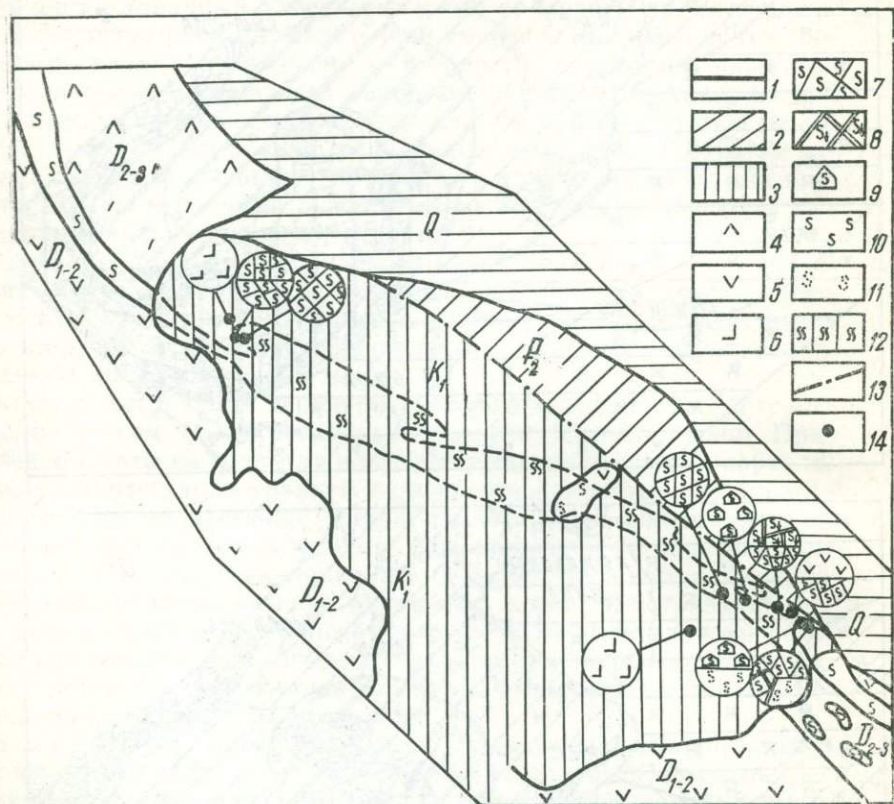


Рис. 8. Схематическая карта Бешмазарского проявления силикатно-никелевых руд. Составили В. Б. Баранов, В. Н. Чеботаревич, В. Г. Артеменко с использованием материалов Ф. Г. Решетова, В. С. Сикорского, В. А. Фельдгуна и дополнением А. И. Пака.

1—золотые пески антропогена, 2—песчаники, мергели, глины эоцена, 3—глины, песчаники, алевролиты альба, 4—апозэффузивные амфиболиты, туфы и мраморы D_2+D_3 , 5—кремнистые сланцы, кварциты, песчаники, мраморы, доломиты, эффузивы основного состава D_1+2 , 6—эффузивы основного состава, 7—выветренные малоизмененные серпентиниты, 8—выветренные оталькованные серпентиниты, 9—выщелоченные окремненные серпентиниты, 10—серпентиниты, выходящие на дневную поверхность, 11—обохренные нонтронитизированные серпентиниты, 12—полоса серпентинитов под меловыми отложениями, 13—линия тектонического нарушения, 14—скважины.

Наиболее интенсивно проработанные продукты выветривания связаны с телами серпентинитов в полосе $0,7 \times 10$ км. Кора выветривания серпентинитов, по классификации К. К. Никитина, относится к керолито-нонтронитовому профилю. В его составе выде-

ляются дезинтегрированные, выщелоченные, нонтронитизированные серпентиниты.

Петрографическое изучение ультраосновных пород показывает, что серпентиниты образованы за счет пироксенитов. Пироксениты встречаются в полосе развития серпентинитов. Между пироксенитами и серпентинитами резких границ нет. В слабывветрелых серпентинитах отмечается амфиболитизация и хлоритизация пироксенов.

Серпентиниты сложены антигоритом, реликтами зерен пероксенов, амфиболов, рудными минералами (магнетит и хромапинелиды), реже хлоритом.

Дезинтегрированные серпентиниты представлены малоизмененными, трещиноватыми, темно-зеленого и серого цвета породами, которые частично оталькованы по тонким микротрещинкам.

Выше по профилю залегают выщелоченные серпентиниты с горизонтами окремнения и карбонатизации. В опализованных разностях встречаются прожилки магнезита, доломита, реже кальцита, в карбонатизированных серпентинитах — прожилки опала и халцедона. Из числа второстепенных гипергенных новообразований встречаются гидросиликат никеля (керолит), нонтронит, тальк и гидроокислы железа. Реликтовые минералы представлены антигоритом, реже амфиболами, пироксенами и магнетитом. В верхней части выщелоченных серпентинитов количество нонтронитов, гидроокислов железа и магнезита увеличивается. Одновременно уменьшается содержание кальцита. Мощность 2—6 м.

Элювий нонтронитизированных серпентинитов распространен ограниченно (рис. 8). В этой зоне выделяются сильнононтронитизированные серпентиниты, представляющие дальнейшую стадию преобразования выщелоченных серпентинитов, собственно нонтронитовые образования, возникшие за счет нонтронитизации антигоритовой разности серпентина, и гидроокислы железа. В нижней части зоны серпентиниты плотные, но сильнопористые, зеленовато-серого цвета, пустотки выщелачивания выполнены нонтронитом, реже гидрохлоритом. В верхней части серпентиниты глинизированы за счет развития монтмориллонитов и нонтронитов (рис. 3 в). Нонтрониты на кривой нагревания образца П1656 фиксируются эндопиками в интервале 260 и 530 °С и слабо выраженным экзопиком 780° (рис. 9, обр. П1656). Карбонаты сложены кальцитом, который устанавливается эндопиком 900—910°С. Нередко отмечаются гидрохлориты. Разрушение некоторой части нонтронита обуславливает образование гидроокислов железа: гетита, гидрогетита, гематита и небольшого количества минералов каолининовой группы — галлуазита и вторичных минералов марганца. Мощность зоны 3—5 м. Элювий зоны охр отсутствует, очевидно, он размыт.

Элювий нонтронитизированных серпентинитов на большей части площади также отсутствует, поэтому меловые отложения чаще всего залегают на элювиях зон дезинтеграции и выщелоченных серпентинитов. Это фиксируется скважинами и горными выработками.

Таким образом, в наиболее полных профилях коры выветривания устанавливается изменение минерального состава исходных пород до стадии выщелачивания и начального гидролиза: в нижней части профиля коры серпентин превращается в керолит, нонтронит и другие гипергенные минералы. Вверх по разрезу увеличивается количество нонтронита, за счет которого в верхней части

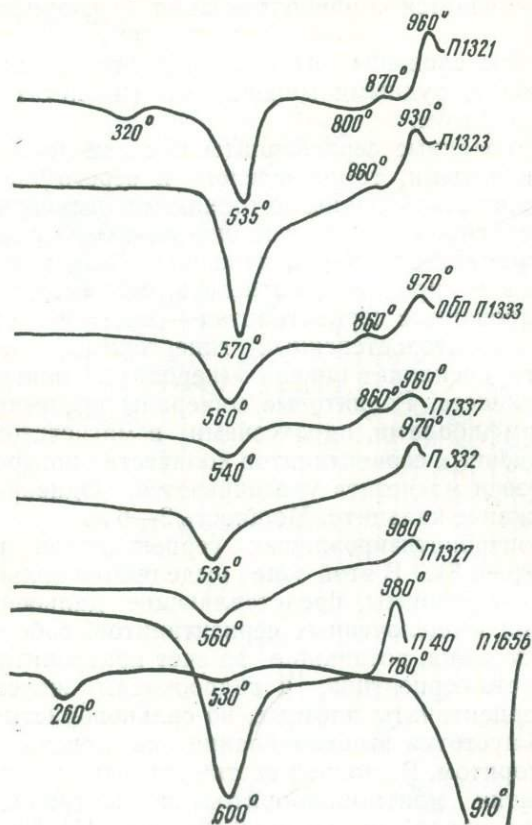


Рис. 9. Термограммы продуктов коры выветривания.

профиля коры образуются гидроокислы железа и галлуазит. В нижней части профиля коры происходят новообразования карбонатов кальция, магния и минералов свободного кремнезема.

Изменение минералогического состава пород по профилю подтверждается данными геохимического изучения (рис. 10). Кремнезем, алюминий, натрий и закисное железо выносятся из всех зон. Несмотря на эпигенетические новообразования халцедона в зонах выщелачивания содержание кремнезема в нем меньше, чем в неизмененных пироксенитах. Натрий полностью выщелачивается в верхней части зоны, а закисное железо без остатка переходит в

окисное в низах зоны нонтронитов. Магний выносится из верхних зон профиля коры и накапливается в зоне выщелачивания. Накопление кальция в зоне нонтронитов, очевидно, объясняется вторичной карбонатизацией нонтронитизированных серпентинитов. Характерная особенность указанного профиля — накопление никеля (до 3%), кобальта (до 0,1%), и хрома (до 3%) в зоне нонтронитов.

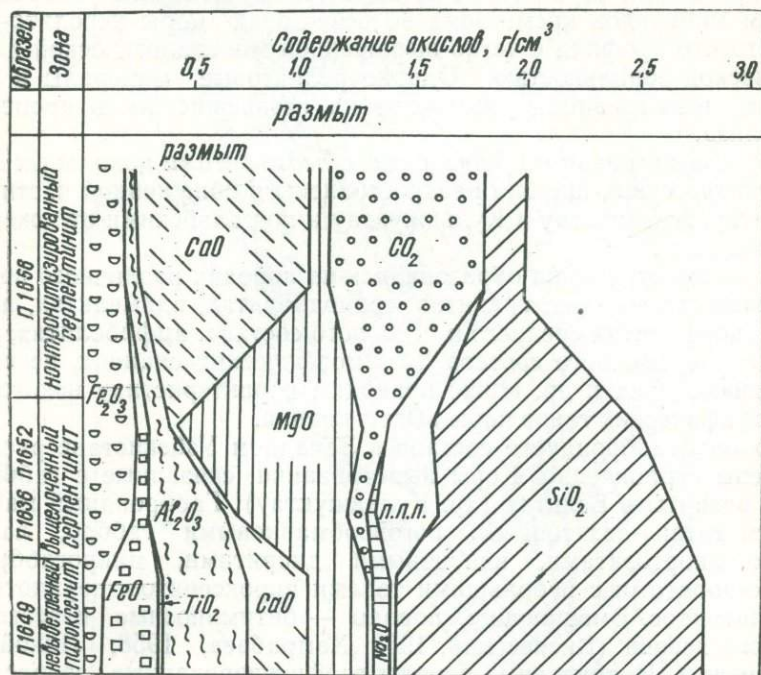


Рис. 10. Геохимический профиль коры выветривания серпентинитов Бешмазарского проявления силикатно-никелевых руд.

Сравнение данных по распределению никеля и кобальта в разных горизонтах коры выветривания устанавливает прямую связь их с нонтронитом и дополнительно с марганцевыми минералами и гидроокислами железа.

Изменение количества химических элементов в коре выветривания серпентинитов объясняется процессами выветривания, миграцией и осаждением. Значительный интерес в изучении процессов выветривания пород представляют труды И. И. Гинзбурга и И. А. Рукавишника (1951), В. П. Петрова (1967), А. И. Перельмана (1962), К. И. Лукашева (1958), Ж. Педро (1971) и др. Особенно ценным является установление закономерностей последовательного стадийного преобразования минералов. Интенсивность этого процесса возрастает снизу вверх по профилю коры.

Профиль коры выветривания серпентинитов Бешмазарского проявления силикатного никеля сходен по строению с керолитонитронитовым профилем коры выветривания Бугеткольского массива ультраосновных пород (Нсанов, 1972). Данный тип профилей по сравнению с профилем керолито-охристого типа характеризуется отсутствием зоны охр, постоянным присутствием зоны нонтропитизированных серпентинитов, значительно меньшим распространением минералов кремнезема во всех зонах коры керолитонитронитового профиля с четко выраженной минералогической и геохимической зональностью. Однако реликтовые минералы в продуктах выветривания указывают на незавершенность процессов гидролиза.

Коры выветривания, связанные с *педиментами цокольных морфоструктур* суши, широко распространены в обнаженной части гор Букантау, Ауминзатау и Кульджуктау и под альбскими отложениями (рис. 7, а).

Коры выветривания образовались на породах различного петрографического состава: гранитах, гранодиоритах, адамелитах, аляскитах, порфиритах среднего и основного состава, амфибелитах, габброидах переменного состава, метаморфических сланцах, песчаниках, известняках и др. Ниже приводим характеристику некоторых петрографических типов коры выветривания.

Породы габброидного состава в Западном Узбекистане распространены ограниченно. Коры выветривания, связанные с габброидами, развиты в Бельтау (хр. Кульджуктау). Габброидный массив сложен титано-авгитовыми, роговообманковыми габбро, лейкогаббро, анортозитами, кварцевыми диоритами, микрогаббро и габбро-норитами с небольшими телами пироксенитов, перидотитов и гранитоидов. Вмещающие породы — битуминозные известняки среднего девона (Висневский, 1953; Хамрабаев, 1958; Лихойдов, 1967; и др.). Интрузивные породы графитизированные, возраст их верхнекарбонный.

Кора выветривания развита на всех петрографических разновидностях пород. Морфологически выделяются площадной (мощность до 8—30 м) и линейно-контактный (на глубину до 100—250 м и более) типы. Наиболее полные профили кор выветривания связаны с габброидами переменного состава.

Кора выветривания лейкогаббро, кварцевых диоритов, титано-авгитовых и роговообманковых габбро и гранитоидов описана в трудах А. И. Пака и А. А. Колдаева (1972).

Кора выветривания габбро-норитов развита на участках «Меридиональный» (рис. 11), «Алабаевский» и «Никелевая» горка» графитового месторождения Тасказган. Линейно-контактный морфологический тип коры по простиранию прослеживается на несколько сотен метров, мощность до 40 м. В профиле коры выделяются три минералогические зоны.

Неизмененные габбро-нориты представляют мелкозернистую,

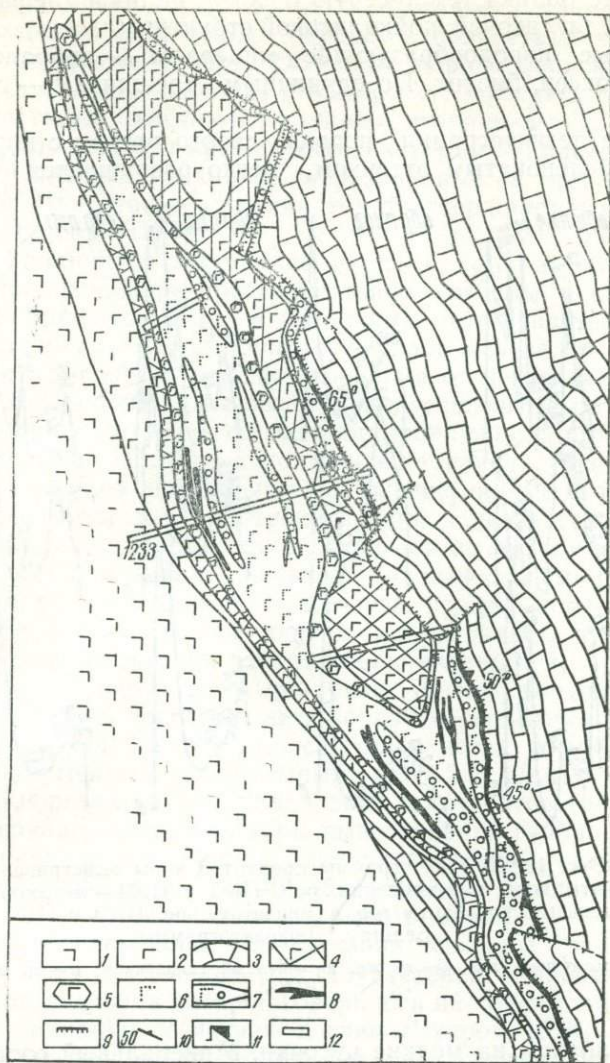


Рис. 11. Карта линейной коры выветривания габбро-норита центральной части участка «Меридиональный».

Неизменные породы: 1—габбро-диориты, 2—габбро-нориты, 3—известняки. Зоны коры выветривания габбро-норитов. 4—дизинтеграции, 5—нонтронитизация, 6—каолинизация и галлуазитизация, 7—подзона охр с вторичными рудными минералами, 8—задежи графитов, 9—зоны тектонического дробления пород, 10—элементы залегания пород, 11—уклонки, 12—каналы.

массивного облика темно-серую породу панидиоморфно-зернистой офитовой, такситовой, пойкилитовой структуры.

Главные породообразующие минералы — лабрадор, орто- и клинопироксен, биотит. По единичным трещинкам — гидроокислы железа.

В зоне дезинтеграции порода серого цвета с коричневатым, местами зеленоватым оттенком, легко разрушается при слабом

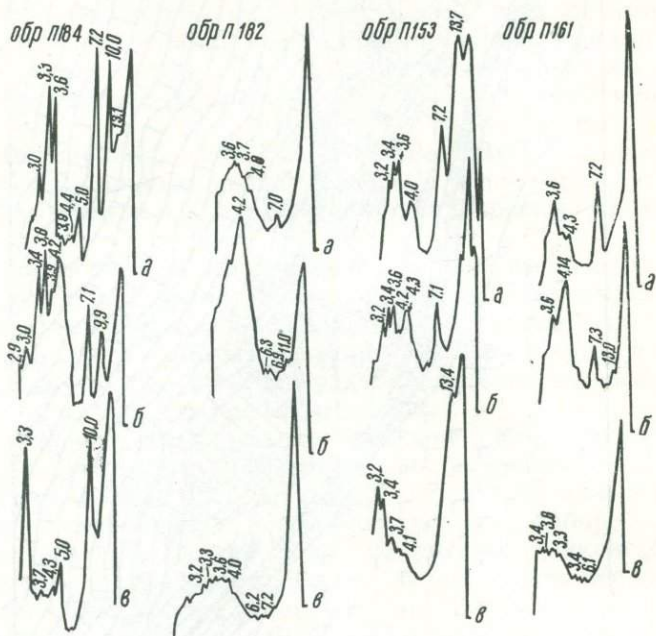


Рис. 12. Дифрактограммы продуктов коры выветривания.

Продукты коры выветривания: обр. П182 и П184— метаморфических сланцев тасказганской свиты гор Ауминзатау, обр. П153 и П161— габброидов Бельтау. Дифрактограммы:

а— образец воздушно-сухой, б— то же, насыщенный глицерином, в— то же, нагретый до 550°C.

ударе молотком на мелкие кусочки. Минеральный состав не изменяется. Гипергенные изменения минералов выражены в замещении биотита гидробиотитом, плагиоклаз мутнеет и частично замещается гидрослюдой. По пироксенам (ортопироксенам) развивается нонтронит, количество которого увеличивается на границе с зоной нонтронитизации.

В зоне нонтронитизации габбро-норит зеленовато-серого, светло-серого цвета, хрупкий легко расщепляется на отдельные агрегаты. Порода состоит из нонтронитизированного пироксена, нонтронита, выделения гидробиотита и галлуатизированного плагиоклаза. Содержание никеля в породе достигает 1,5—3,0%.

Зона каолинитов (галлуазитов) представлена макроскопически белыми мелоподобного облика породами, полностью утратившими структуру исходного габбро. Основные породообразующие минералы — галлуазит и каолинит с примесью гидрослюд (рис. 3, обр. П159). Участками отмечаются алуниты, вторичная рудная минерализация (медь и др.) и кремнистые конкреции (халцедоновые стяжения с трещинами усыхания), образованные за счет гидратации натролитов. Присутствие каолинитов подтверждается рефлексами 7,2 А (рис. 12, обр. П161).

В зоне каолинитов отмечаются подзоны охр со вторичными рудными минералами. Охры пространственно связаны с зальбандами окисленных графитовых тел и алунитами, что свидетельствует об их образовании за счет окисления сульфидов железа.

Мощность линейных кор выветривания от нескольких дециметров до 40 м. Профили коры выветривания, развитые по контакту с известняками, имеют чаще всего одностороннюю или двустороннюю зональность (рис. 11). При двусторонней зональности зона галлуазитизации занимает центральное положение, по обе стороны которой располагаются зоны нонtronитизации и дезинтеграции.

Пересчет данных химических анализов по методу абсолютных масс (рис. 13) показывает значительный вынос кремнезема, кальция, магния, отчасти глинозема, щелочей, перевод закисного железа в окисное, инертность полуторных окислов железа и титана. Содержание полутораокислов железа увеличивается в три раза в зоне дезинтеграции и почти в четыре раза в зоне нонtronитизации. В зоне галлуазитов окислы железа образуют скопления в виде подзоны охр (рис. 11). За счет выноса большинства химических элементов резко уменьшается объемный вес от $2,90 \text{ г/см}^3$ в неизмененных габбро-норитах до $1,89 \text{ г/см}^3$ в зоне галлуазитов (рис. 13).

Характерная особенность коры выветривания габбро-норитов — четко выраженная гипергенная минералогическая и геохимическая зональность профиля: полное преобразование исходных магматических пород в глинистые продукты выветривания.

С этим профилем коры выветривания связаны алуниты, силикатно-никелевое оруденение и галлуазитовая минерализация, о практическом значении которой говорилось на конференции международной ассоциации по изучению глин (Чухров, 1970). Что касается силикатно-никелевого оруденения и его связи с корами выветривания основных пород, то можно предположить распространение таких аналогов в погребенной части Западного Узбекистана. В этом отношении значительные перспективы открывают установление связи Урала с Тянь-Шанем (Хамрабаев, 1969; Гарьковец, 1969).

Альбская кора выветривания гранитоидов устанавливается в северной части Бохалинского, Ауминзатауского, Акмазарского интрузивов, мелких тел в Бельтау и Кынгыртау (хр. Кульджуктау) и под альбскими отложениями.

В пределах каждого интрузивного массива кора выветривания развита на гранитах, гранодиоритах, аляскитах, адамеллитах и их производных. Несмотря на различие петрографического состава коры выветривания этих пород характеризуются однотипным минералогическим составом основных породообразующих гипергенных минералов. Поэтому, учитывая, что откопанные коры выветривания

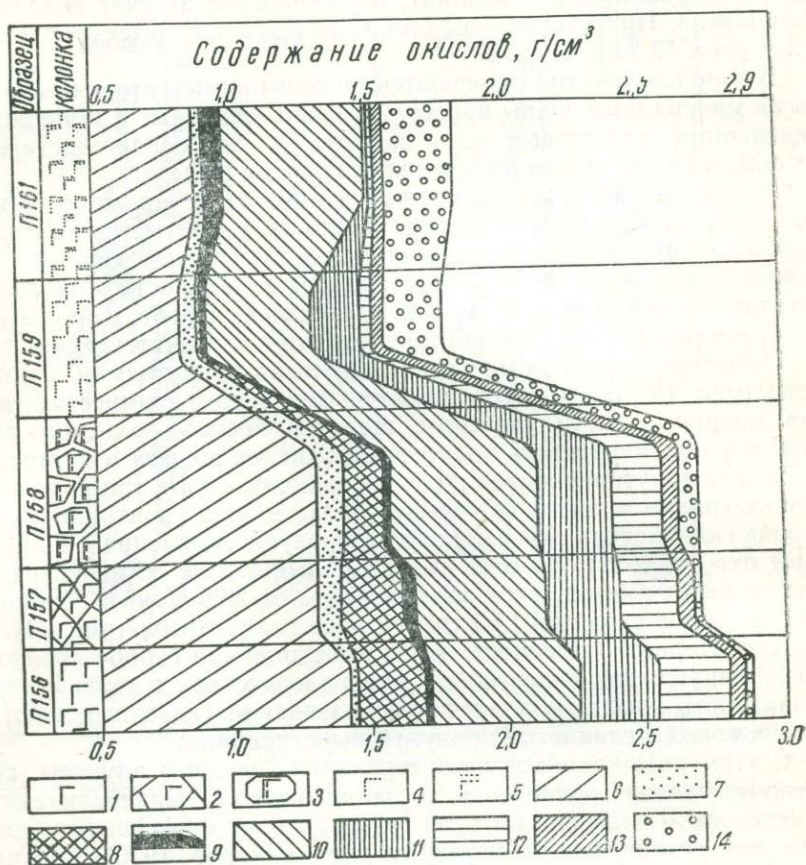


Рис. 13. Геохимический профиль коры выветривания габбро-норитов участка «Меридиональный»

1 — неизменные габбро-нориты. Зоны: 2 — дезинтеграции, 3, 4 — нонитронитизации, 5 — галлуазитизации. Окислы: 6 — SiO_2 , 7 — Fe_2O_3 , 8 — FeO , 9 — TiO , 10 — Al_2O_3 , 11 — CaO , 12 — MgO , 13 — $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, 14 — П.п.п.

Бохалинского (Букантау), Ауминзатауского и Кетменчинского (Зирабулакские горы) интрузивов описаны ранее И. Х. Хамрабаевым и Ш. К. Расулевым (1962), Х. Нуруллаевым (1972), мы приводим только характеристику погребенных кор выветривания гранитоидов Кетменчинского и Карнабского интрузивов (рис. 14).

Интрузивные тела представлены гнейсированными разностями нормальных биотитовых гранитов, биотитовыми гнейсгранодиоритами, двуслюдяными гранитами, лейкократовыми гнейсгранитами и аляскитами верхнекарбонového магматического цикла (Хамра-

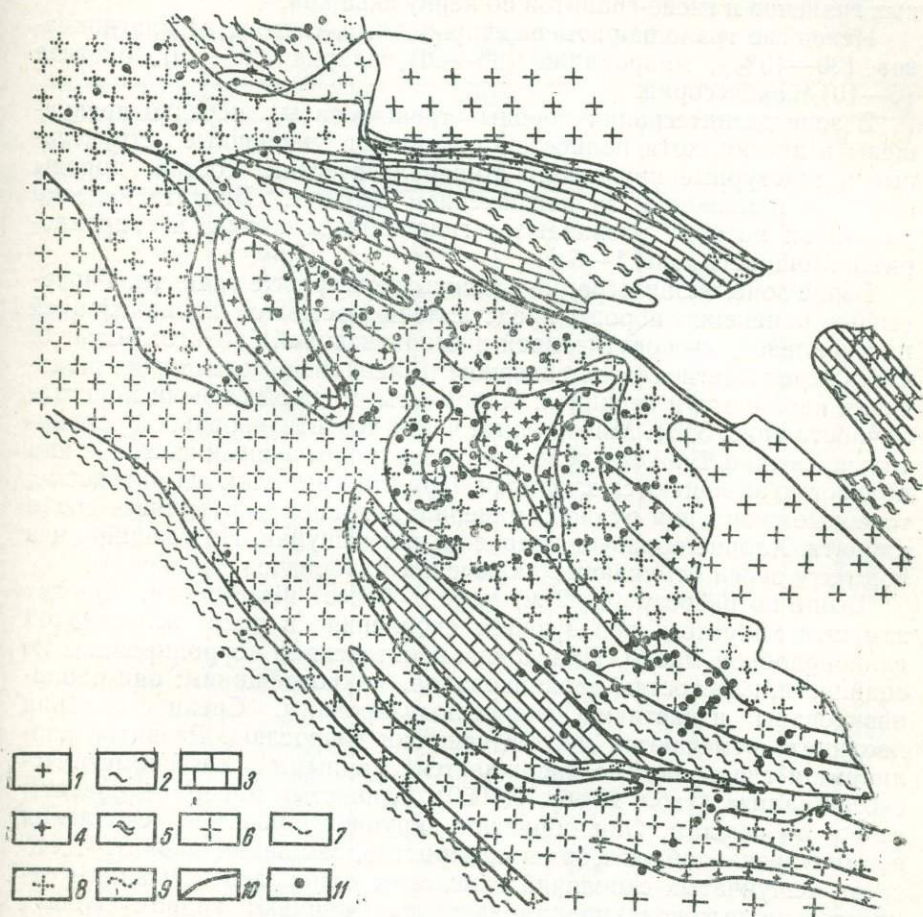


Рис. 14. Схематическая карта коры выветривания юго-западных предгорий Зирабулакских гор.

Неизмененные породы палеозоя: 1—граниты, 2—сланцы, 3—известняки. Зона дезинтеграции: 4—гранитов, 5—сланцев. Зона гидрослюд: 6—гранитов, 7—сланцев. Зона каолинитов: 8—гранитов, 9—сланцев, 10—разломы, 11—скважины.

баев, 1958; и др). Тела гранитоидов пронизаны дайками аплитов, жилами пегматитов и кварца. Среди гранитоидов отмечаются крупные (до 6,0 км²) неправильной формы ксенолиты, сложенные известняками, песчаниками и сланцами силура.

Кора выветривания развита на гранитоидах и осадочно-метаморфических породах. Перекрыта континентальными и морскими

отложениями альбского яруса и вскрывается многочисленными скважинами на глубинах от 10 до 450—560 м. Мощность ее до 2—12 м.

Мы изучали коры выветривания гранодиоритов, лейкократовых гранитов и гнейс-гранитов по керну скважин.

Исходные гранодиориты порфириовидные, состоят из плагиоклазов (30—40%), микроклина (30—40), кварца (20—30), биотита (5—10) и аксессуарий.

В зоне дезинтеграции породы трещиноваты, нередко превращены в дресву, хотя полностью сохраняют первичные структурные и текстурные признаки. Минералогический состав породы почти не изменяется, за исключением биотита. Биотит нередко разрушен: по нему развиваются гидроокислы железа и гидрохлориты. Мощность зоны 1—6 м.

Выше зоны дезинтеграции развиты выветрелые граниты. Гипергенные изменения породы представлены частичной каолинизацией плагиоклазов, мусковитизацией и хлоритизацией биотита. Большая часть зерен плагиоклазов содержит пылевидные мельчайшие включения каолинита и серицита. Каолиниты высокой степени кристалличности (рис. 3, д). Микроклины часто пертитизированы и сравнительно свежие. Биотиты повсеместно по краям чешуек частично или полностью замещаются хлоритом. При этом выделяются пятнистые, точечные скопления рудного минерала, концентрирующиеся среди хлорита. Хлорит образует неправильные чешуйки. По трещинкам и контакту зерен отмечаются включения карбонатов (кальцит).

Выше по разрезу (1—2 м) порода более выветрелая. Биотит замещен хлоритом, образующим скопления в виде зеленоватой глиноподобной массы. Плагиоклазы интенсивно корродированы по спайности, плоскостям двойникования, микротрещинам: они каолинизированы и частично гидрослюдизированы. Среди скоплений каолинита отмечаются мелкие чешуйки гидрослюды. Развитие каолинита и гидрослюды подтверждается данными рентгенометрического анализа (табл. 2, обр. П1050). Глинистые минералы развиты также по слюдам. Они образуют крупночешуйчатые скопления вермикулитоподобной формы и, вероятно, замещают хлорит. Часто среди чешуйчатых скоплений глинистых минералов еще видны относительно высокодвупреломляющиеся чешуйки гидромусковита (?) и реже мусковита. Калиевые полевые шпаты остаются свежими, лишь местами отмечается частичное замещение их мелкочешуйчатыми агрегатами гидрослюды и пелитоморфным каолинитом.

В породе встречаются карбонаты, они развиты по микротрещинам, контактам зерен и приурочены большей частью к скоплениям глинистых минералов лишь на незначительную глубину. Карбонаты образовались, очевидно, вслед за гидрослюдами при увеличении щелочности среды в нижней части профиля коры выветривания.

Верхняя часть разреза коры выветривания представлена сильнооглинизированными гранодиоритами глиноподобного облика со слабовыраженной гранитной структурой и текстурой. Основная

масса породы сложена гипергенными глинистыми минералами, реликтовым кварцем и отчасти калишпатами. Плагиоклазы замещены каолинитом. Каолиниты высокой степени кристалличности

Т а б л и ц а 2

Порошковые рентгенограммы продуктов коры выветривания
(по трем образцам)

П1038		П1050		П1334	
<i>l</i>	$\frac{d}{n} a$	<i>l</i>	$\frac{d}{n} a$	<i>l</i>	$\frac{d}{n} a$
8-9	7,3	9p	9,0	4p	10,4
	6,96	6p	6,91	10	7,09
2	4,83	3	4,85	5-6	4,94
9	4,35	10	4,40	10	4,47
9	4,16	5	4,19	6p	4,21
2-3p	3,86	2	(3,62)	5p	3,92
7-6	3,61	2	3,51	9	3,56
9	3,54	9	3,31	4	3,37
4-5	3,35	1	3,18	4	3,03
5-6	3,01	8	3,00	5	2,83
2	2,82	6	2,67	10	2,58
3	2,75	8	2,55	6-7	2,51
8-9	2,56	2	2,49	9	2,36
8-9	2,48	2	2,31	3	2,30
10	2,34	2	2,27	2	2,20
7	2,29	1p	2,10	2	2,15
2	2,19	1	2,07	5-6	2,00
1	2,13	6	1,988		
1	2,07	3	1,905		
6	1,988	3	1,861		
1p	1,943	3	1,805		
		1	1,695	2	1,856
4	1,830	1p	1,653	1	1,797
3	1,788	1	1,594	7p	1,670
5-6	1,666	2	1,537		1,657
2-3	1,622	10	1,491	1p	1,554
3	1,587	6	1,371	10	1,499
			1,297	1	1,463
10	1,489	1	1,244	1	1,426
2	1,454	2	1,198	1	1,405
1	1,417	5	1,150	2	1,334
		1	1,140		
2p	1,374	4	1,080	1	1,276
		1	1,059	4p	11,254
3	1,339	2	1,043		
4-5	1,305	2	1,034	1	1,208
				1	1,181
2	1,267			2	1,191
4p	1,248			2	1,014

(рис. 3, e). Нередко они образованы по микроклинам. В этом случае каолиниты развиваются по краям зерен, как бы разъедая их, или полностью замещают калишпаты. Гидробиотиты обесцвечены

и замещены хлоритизированными разностями гидрохлорита. Они нередко замещаются каолинитом. Гидрослюды развиваются главным образом по гидробiotитам. Кварц реликтовый, интенсивно трещиноватый, охвачен коррозией.

Таким образом, данные минералого-петрографического исследования с учетом степени изменения пород дают основание выделить в изученной коре выветривания гранодиоритов зоны дезинтеграции и гидрослюдисто-каолинитовую; собственно гидрослюдистая зона отсутствует. Гидрослюды в составе продуктов выветривания играют резко подчиненную роль. Развитие каолинитов в нижней части разреза коры обусловлено ландшафтно-фациальными особенностями условий их образования. Кора выветривания формировалась на равнинах при затрудненном водообмене профиля коры, где господствовала восстановительная кислая среда. В результате каолиниты синтезировались, а гидрослюды и гидрохлориты развивались ограниченно.

Геохимическое изучение продуктов выветривания дополняет минералого-петрографические исследования. В этом отношении наиболее интересно поведение щелочных и щелочно-земельных элементов. Так, количество калия, относимого большинством исследователей (Полынов, 1934; Перельман, 1962; и др.) к легкоподвижным элементам, увеличивается от $0,094 \text{ г/см}^3$ в свежих гранодиоритах до $0,102 \text{ г/см}^3$ в каолинизированных выветрелых разностях. Содержание алюминия в профиле коры не изменяется, однако иногда количество алюминия в продуктах выветривания несколько меньше, чем в исходной породе.

Кальций накапливается в верхних горизонтах коры (до $0,108 \text{ г/см}^3$) относительно исходной породы ($0,035 \text{ г/см}^3$) в виде карбонатов, устанавливающихся под микроскопом и порошковыми рентгенограммами. В отличие от других элементов происходит значительный вынос кремнезема и натрия. Вынос натрия связан с каолинитизацией плагиоклазов и отчасти слюд.

Кора выветривания лейкократового гранита вскрыта скважинами 838, 3403, 3460. Граниты белого, розоватого цвета, с идиоморфнозернистой микрогранитовой структурой, участками катаклазированные. Состоят из плагиоклазов (20—35%), микроклина (15—25%), кварца (35—40%), мусковита (2—7%), аксессуарий (сфен, апатит).

В нижней части профиля коры выветривания граниты плотные, массивные, крепкие, явления дезинтеграции и трещиноватости пород макроскопически не устанавливаются. Лишь под микроскопом можно наблюдать микротрещинки по границам зерен полевых шпатов, а также в полевых шпатах скопления крупночешуйчатых (до $0,5 \text{ мм}$) бесцветных образований каолинита. Каолиниты развиты также по всей массе плагиоклазов. Калиевые шпаты глинизированы частично. Каолиниты высокой степени кристалличности (рис. 15, а), с редкой примесью гидрослюды (табл. 2, обр. П1038).

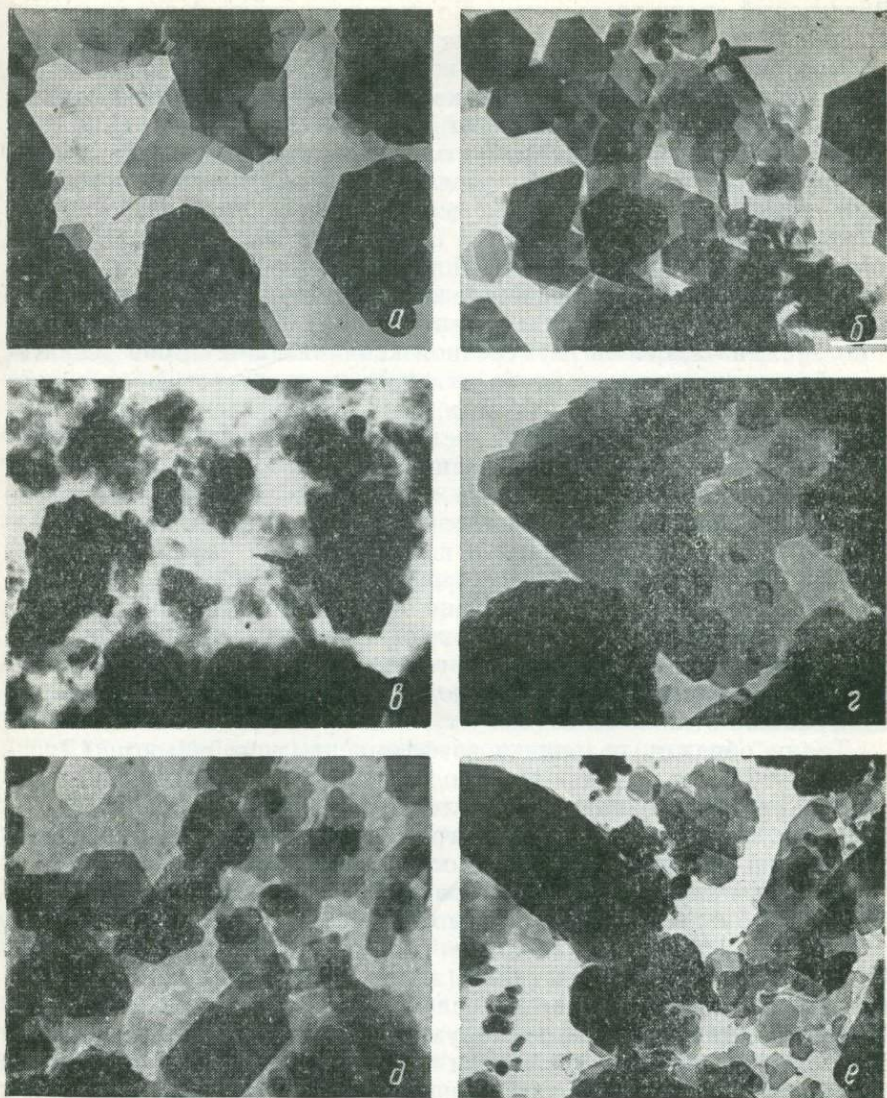


Рис. 15. Электронно-микроскопические снимки продуктов коры выветривания.

a — каолиниты, увел. 22 000; *б* — каолиниты с примесью гидроокислов железа (?), увел. 24 000; *в* — каолинит, гидрослюда, кальцит, увел. 18 800; *г* — каолинит, увел. 26 500; *д* — мусковит переходит в каолинит, увел. 22 000; *е* — монтмориллонит, каолинит, гидрослюда, увел. 22 000.

Реликтовый кварц трещиноват. По трещинам отмечаются мусковит и карбонаты. Состав аксессуарий не изменяется.

Полученные данные свидетельствуют о замещении плагиоклазов, мусковита непосредственно каолинитами без промежуточных стадий минеральных превращений. А. С. Махнач и Н. Н. Левых (1973) считают, что каолинит по плагиоклазам, минуя стадию смешаннослойных образований, развивается на участках интенсивного водообмена. Однако наши исследования показали, что коры выветривания на данном участке образовались в условиях затрудненного водообмена заболоченной приморской равнины.

Минералого-петрографическое изучение коры выветривания позволяет выделить в составе изученного профиля зоны каолинизации с подзонами частичной и умеренной каолинизации. Зона дезинтеграции выражена очень слабо или вовсе отсутствует. Зона гидрослюд отсутствует во всех разрезах. Коры выветривания с подобным строением профилей связаны с мелкозернистыми лейкократовыми гранитоидами, обычно не содержащими биотиты.

Данные химического анализа выветрелых лейкократовых гранитов и сопоставление их с составом исходных пород по изообъемному методу свидетельствуют о выщелачивании кремнезема, натрия и выносе их из горизонтов профиля коры. Алюминий накапливается в коре. Содержание кальция выше, чем в исходной породе и обусловлено эпигенетическим новообразованием. Содержание калия не изменяется, что связано с глинизацией калишпатов и отсутствием новообразований гидрослюдов и смешаннослойных глинистых минералов.

Таким образом, сравнивая коэффициенты устойчивости (Лисицына, 1966) для отдельных породообразующих химических элементов, можно получить представление об их миграционной способности. Наиболее активные мигранты — кремний, натрий и магний. Калий, кальций и алюминий оставались в коре.

Кора выветривания гнейс-гранита установлена скважинами 1058 б, 3415 и др. Гнейс-граниты состоят из микроклина (20—60%), кварца (20—40%), плагиоклазов (10—15%), мусковита (5—6%), биотита (6—8%) и акцессориев (апатит). В нижней части разреза граниты трещиноваты, нередко слабо дезинтегрированы (1—2 м). Порода сохраняет текстуру, структуру и минеральный состав исходного гранита. В верхней части зоны дезинтеграции плагиоклазы в значительной степени серицитизированы, пелитизированы.

Полевые шпаты не затронут процессами выветривания — они остаются свежими. Биотиты аморфированы по краям, реже по спайности и замещены гидроокислами железа. Биотит мусковитизирован по отдельным участкам породы. Мусковит отмечается также по трещинкам в виде мелких чешуек. Хлорит чаще всего развит по биотиту. Это подтверждается обособленным развитием гидроокислов железа по их краям. Выше по профилю (1 м) полевые шпаты остаются свежими.

Плагиоклаз в основном замещен микрочешуйчатой низкопреломляющей массой каолинита, хотя в центральных частях зерен

еще остаются чешуйки серицита. Они ориентированы по плоскостям двойникования плагиоклазов. Мусковит остается свежим, лишь местами отмечается замещение гидрослюдой (?) главным образом по краям чешуек. Гидрослюда (5—8%) в виде чешуйчатых сростков замещает хлоритизированный биотит. Гидрослюда замещается биотитом, о чем свидетельствует масса иголочек сагениита в ней. Хлорит представлен микрочешуйчатыми агрегатными выделениями. Широко развиты доломит и кальцит, выполняющие микротрещины и поры в минералах и породе.

В верхней части разреза граниты сильновыветрелые, глинизированные, белесоватого, реже белого цвета. Кварц и микроклин остаются свежими, только по трещинам и по краям зерен, как бы разъедая их, развиты глинистые продукты выветривания. Плагиоклаз замещается микрочешуйчатой массой каолинита (рис. 15, б). Гидробиотит в значительной степени аморфизован гидроокислами железа и замещается хлоритами и гидрослюдами, широко развитыми по краям чешуек гидробиотита.

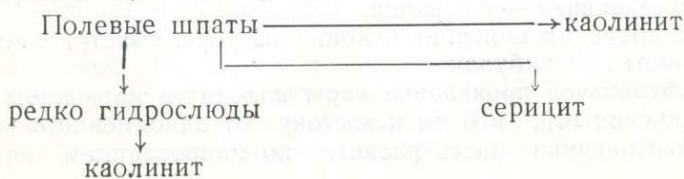
Исследования показали, что гидрослюды образуются только по гидробиотиту и в количественном отношении значительно уступают каолиниту.

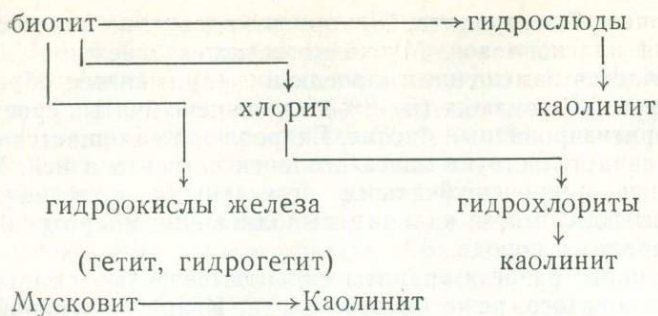
Осадочные отложения, перекрывающие коры выветривания, представлены конгломератами, гравелитами и глинами подгорно-верного фациального пояса (Попов и др., 1964). В составе глинистого материала преобладают каолиниты с примесью гидрослюд. По данным электронно-микроскопических исследований (рис. 15, в) устанавливается корродированность чешуек каолинита за счет разрушения их при размыве и переотложении продуктов коры выветривания.

Таким образом, погребенные коры выветривания кислых интрузивных пород представлены, по классификации А. П. Никитиной и др. (1971), сокращенными и неполными типами профилей. По ряду скважин зоны дезинтеграции и гидрослюд отсутствуют или слабо развиты. Нередко каолинитовая зона отмечается непосредственно на свежих или дезинтегрированных гранитоидах.

Гидрослюдистая зона развита по двуслюдяным и порфиоровидным гранитам, гранодиоритам, гнейсо-гранитам и др. Гидрослюды образованы главным образом за счет гидробиотита, а каолиниты — по плагиоклазам, полевым шпатам, минуя стадию смешаннослойных минералов.

По данным минералого-петрографических, геохимических исследований, минеральные превращения в корях выветривания можно представить следующим образом:





Следовательно, основная масса каолинита в профиле коры выветривания образуется непосредственно за счет полевых шпатов и других алюмосиликатов, гидрослюды и хлориты — только за счет биотита.

По данным спектральных анализов, в продуктах выветривания помимо породообразующих химических элементов присутствуют ванадий, гафний, медь, свинец, никель, бериллий, кобальт (0,001—0,005%), барий, стронций, марганец, цирконий (0,005—0,05%). Эти элементы за исключением ванадия и хрома в соответствующих количествах отмечаются в продуктах переотложения — альбских глинах. Содержание ванадия и хрома в них на два порядка выше, чем в корях выветривания, что объясняется, по-видимому, накоплением их в стадию седиментогенеза за счет выноса из элювиального профиля.

Изученные коры выветривания гранитоидов представляют определенный интерес в связи с повышенным содержанием калиевых полевых шпатов.

Коры выветривания осадочно-метаморфических сланцев палеозоя отмечаются в пределах горных массивов Букантау (Оразалы, Тубаберген, Кулкудук), западной части Ауминзатау (горы Шохетау и др.), восточной половине хр. Кульджуктау, на южном склоне Зирабулакских гор и под альбскими отложениями. Они залегают на различных элювиальных горизонтах, но в основном на элювиях зон гидратации и выщелачивания.

В южных предгорьях Зирабулакских гор (рис. 14) кора выветривания сланцев устанавливается скважинами, в большинстве случаев вскрывающих только дезинтегрированные сланцы или совершенно плотные неизменные разности их. Лишь небольшое число скважин вскрыло глинистые продукты коры. При этом устанавливается слабая глинизация сланцев в нижней части зоны и относительно интенсивная — в верхней.

Ниже приводим описание откопанной коры выветривания сланцев по участку Кыркбулак.

Кыркбулакское проявление коры находится на южном склоне Зирабулакских гор, в 6 км к востоку от одноименного колодца. Кора выветривания здесь развита по микросланцам слюдисто-

кварц-полевошпатового состава и представлена линейным морфологическим типом. Сланцы верхнесилурийского возраста, сильно дислоцированы с углами падения пород 60—80°. Наиболее выветрелые разности сланцев приурочены к контакту с известняками. По мере удаления от известняков наблюдается переход к менее выветренным сланцам зеленовато-серого цвета, состоящим из плагиоклазов, кварца, карбоната, редко калишпата, гидроокислов железа, апатита и рудного минерала. Порода частично карбонатизирована, сечется тонкими прожилками, по которым развивается крипточешуйчатое бесцветное глинистое вещество — каолинит (?) и карбонат. Карбонат относится к слабжелезистому кальциту. Охарактеризованный сланец представляет зону дезинтеграции линейной коры выветривания.

По направлению к центральной части линейной коры выветривания микросланцы сильно ожелезнены, наиболее выветрелые. В отличие от зон дезинтеграции в породе наряду с кварцем, полевыми шпатами и карбонатом широко развиты гидроокислы железа, каолинит, гидробиотит, редкие зерна турмалина и условно корунд. Каолинит образуется в массе породы и, кроме того, слагает тонкие прожилки. Нередко в массе каолинита сохраняются реликтовые чешуи гидробиотита зеленого цвета. Четливо наблюдается замещение гидробиотита каолинитом. Гидробиотит буровато-зеленого цвета. Чешуйки его часто располагаются поперек сланцеватости. Карбонат развит больше, чем в зоне дезинтеграции и достигает 50% общей массы породы. Видимо, карбонат более позднего происхождения, чем каолинит. Он образует резко ксеноморфные зерна, часто ситовидные, содержащие вроски и включения кварца и полевого шпата, так же, как и в зоне дезинтеграции, относится к слабжелезистому кальциту. Турмалин редок, но чаще полностью замещен слюдистым агрегатом.

На участках, непосредственно примыкающих к центральной части зоны коры выветривания, микросланцы наиболее каолинизированы, но карбонат и кварц в массе породы играют существенную роль. Каолинит и карбонаты развиты в породе в виде чередующихся полос. Одни полосы сложены мелкими зернами кварца, плагиоклазов, микроклина (менее 0,1 мм) и большим количеством каолинита; другие имеют кварц-карбонатный состав. Мощность частично каолинизированных сланцев 30 м.

В центральной части зоны коры выветривания сланцы белого цвета, состоят из каолинита и реликтового кварца. Каолинит представлен хорошо окристаллизованными гексагонального облика чешуйками (рис. 15, з). По данным порошковой рентгенограммы наряду с каолинитом установлена примесь гидрослюды (табл. 2, обр. П40).

Термический анализ устанавливает присутствие только каолинита четким эндопиком в интервале 530—610° и экзопиком 930—970° (рис. 9, обр. П40). Гидрослюды не фиксируются ни термическими, ни электронно-микроскопическими методами исследований.

Макроскопически в каолинизированной массе породы отмечаются выделения гидроокислов железа и ванадаты.

В профиле линейной коры выветривания устанавливаются зоны дезинтеграции и каолинитовая. Гидрослюдистая зона отсутствует. В составе гипергенных минералов господствует каолинит с незначительной примесью гидрослюд. Каолинит образован главным образом за счет полевых шпатов и отчасти гидробiotитов. При этом в начальной стадии выветривания развитие каолинита связано с плагиоклазом через гидробiotит или непосредственно по плагиоклазу.

Т а б л и ц а 3

Результаты химического анализа по образцам продуктов коры выветривания, вес. %

Оксид	П40	П41	П42	П43	П1322	П1323	П1327	П1334
SiO ₂	49,60	51,38	71,14	62,60	53,30	53,34	58,80	53,75
Fe ₂ O ₃	2,21	2,00	1,85	12,72	7,12	4,92	4,52	3,89
FeO	0,25	0,00	0,14	0,00	0,08	0,08	0,26	0,10
TiO ₂	0,82	0,24	0,64	0,22	0,99	1,08	1,05	1,18
MnO	0,03	0,00	Сл.	0,40	0,01	Сл.	Сл.	Не обн.
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,82	0,00	0,04	0,05	0,06	0,12
Al ₂ O ₃	31,63	12,32	14,38	7,95	25,64	26,72	26,34	27,75
CaO	1,48	16,20	1,12	5,32	0,80	1,50	0,24	0,50
MgO	0,50	Сл.	1,01	0,60	0,20	Не обн.	0,41	0,62
Na ₂ O	0,11	0,20	0,27	0,35	0,80	0,80	0,40	0,43
K ₂ O	0,48	2,41	3,86	1,03	3,61	3,61	4,41	3,61
CO ₂	0,00	10,98	0,00	2,42	—	—	—	—
SO ₃	—	—	—	—	0,65	0,54	1,02	—
H ₂ O	6,62	0,40	0,82	0,24	0,58	0,58	0,62	0,44
П. п. п.	5,84	3,50	3,84	5,28	6,46	6,60	5,00	4,90
Сумма	99,33	99,63	99,89	99,13	100,28	99,82	99,82	100,29

Каолиниты по калишпату развиваются либо по центральной части линейной коры выветривания, либо вблизи нее.

Изменение минералогического состава сланцев в коре выветривания подтверждается и данными химического анализа пород (табл. 3, обр. П43, П42, П41, П40). Из таблицы видно, как из пород профиля коры выветривания вынесены кремний, полуторные окислы железа, калий и натрий. Наряду с выносом ряда элементов отмечалось накопление алюминия, титана и отчасти закисного железа. Кальций также выносится из коры выветривания. Повышенные содержания карбоната кальция в нижней части каолинитовой зоны, по-видимому, объясняются наложенными процессами.

Исследуемая кора выветривания сланцев по составу относится к сокращенному каолинитовому типу профилей (Никитина и др., 1971), в ландшафтно-фациальном отношении формировалась в приморской заболоченной равнинной части педимента Кызылкум-Южнотяньшаньского цокольного поднятия.

Кора выветривания кварцево-сланцевых и кварцево-глинистых сланцев крайнего восточного окончания хр. Кульджуктау. В восточной и северо-восточной части периклинального окончания хр. Кульджуктау домезозойский фундамент сложен осадочно-метаморфическими песчано-сланцевыми образованиями нижнего палеозоя. На них развита кора выветривания мощностью от 0 до 10—15 м. Представлена пестроокрашенными продуктами зон дезинтеграции и глинизации пород. Кора сохранилась главным образом под пестроцветными континентальными отложениями позднеальбского возраста. Отдельные выходы этой коры спорадически отмечаются вдоль бордюра меловых пород в северо-восточной части предгорий Казакасу.

Невыветренные сланцы обычно кварц-амфиболового, кварц-серицитового, кварц-серицито-углистого составов, серого, темно-серого и черного цвета. Абсолютно свежие невыветренные сланцы не встречены. Меловые отложения местами залегают на элювии зоны гидратации. Они представлены сильнотрещиноватыми сланцами с прожилками кварца и кальцита.

Изучение кварц-амфибол-серицитового сланца из зоны гидратации показало, что основная масса амфибола разложена. По наиболее крупным, удлиненно-призматического облика кристаллам развиты гидроокислы железа. Между волокнами и кристаллическими агрегатами амфибола распространены тонкие чешуйки серицита, полностью разложенные. Внутри амфиболов и серицитов погружены мелкие зерна кварца.

Наиболее выветренные сланцы пестроцветные (белого, сиреневого, красно-бурого, желто-бурого, серовато-белого цвета), с текстурой исходных пород. Основная масса породы сложена каолинитом, кварцем, гидрослюдами и гидроокислами железа. Кварц представлен реликтивными и новообразованными частицами в виде натечных агрегатов, выполняющих поры. Вторичный кварц нередко развит по халцедону. Зерна реликтового кварца чаще всего трещиноваты и корродированы. Трещины и пустоты выщелачивания выполнены гидроокислами железа. Сланцевые минералы представлены серицитом волокнистого облика, по нему развиты каолинит и отчасти гидрослюда.

Глинистые минералы диагностированы термическими (рис. 9, обр. П1321—1337), электронно-микроскопическими (рис. 15, е) и порошковыми рентгенограммами (табл. 2, обр. П1332, П1334). По данным этих исследований, в составе глинистых минералов преобладает каолинит. Они образованы также за счет мусковита (рис. 15, д). На электронно-микроскопических снимках четко устанавливается развитие гидрослюд по каолиниту и каолинита по гидрослюдам. Первое связано с явлениями трансформации каолинита, второе — со стадийным образованием глинистых минералов.

Гидроокислы железа распространены в породе неравномерно. Представлены в основном гетитом и гидрогетитом. Образованы по биотиту, хлориту, амфиболу и рудным минералам, лейкоксен — по рутилу и биотиту.

В восточном окончании хр. Кульджуктау коры выветривания перекрываются делювиальной кирасой ржаво-бурого цвета, состоящей из обломков кремнистых пород и сланцев, сцементированных кремнисто-железистым материалом. Мощность ее от 0,25 до 0,50 м. Кираса распространена спорадически под континентальными глинистыми отложениями позднеальбского века. В разрезе альба встречаются горизонты бокситовидных и алунитовых пород.

Таким образом, в изученных корах выветривания сланцев наблюдается постепенная смена снизу вверх по разрезу слабыветренных дезинтегрированных сланцев глиноподобной массой с переменным минеральным составом. Зона выщелачивания коры выветривания преимущественно гидрослюдистого состава со значительной примесью каолинита, а зона неполного гидролиза сложена в основном каолинитом с примесью гидрослюды и гидроокислов железа (гетита и гидрогетита).

В профиле коры выветривания сланцев можно выделить элювий зон дезинтеграции, гидрослюды, каолинитов и обломочный элювий, представленный горизонтом делювиальной кирасы.

Изучение микроэлементов при помощи спектральных полуколичественных анализов показало присутствие ванадия, бария, марганца (0,01—0,03%), кобальта, галлия, никеля, меди, хрома, свинца, циркона, реже молибдена (0,001—0,003%) и бериллия (0,001—0,0001%). Относительно повышенные содержания ванадия, бария, меди связаны с гидроокислами железа.

Альбские коры выветривания осадочно-метаморфических пород в Букантау развиты спорадически и связаны с песчано-сланцевыми породами силура и карбона. В юго-западном окончании Тубабергенской гряды континентальные отложения альба ложатся на различные горизонты коры выветривания. В наиболее полном профиле коры (мощность 2—10 м) участвует элювий зон гидратации, выщелачивания и отчасти неполного гидролиза.

В зоне гидратации породы сильно трещиноваты. Зерна полевых шпатов частично пелитизированы, серицитизированы, хлоритизированы. Трещины выполнены гидроокислами железа и новообразованными выделениями кварца.

В зоне выщелачивания трещиноватость пород увеличивается, широко представлен новообразованный кварц, гидрослюды, гидроокислы железа.

Зона неполного гидролиза сложена каолинитом, гидрослюдами, реликтовыми зернами кварца и полевых шпатов. Второстепенными компонентами служат серицит, хлорит, мусковит, монтмориллонит, галлуазит.

В районе Тамдыкудукской возвышенности (к югу от Алтынтау) кора выветривания слюдисто-полевошпатово-кварцевых и слюдистых сланцев в зоне гидратации сохраняет состав и внешний облик. Только по трещинам устанавливается окварцевание.

В зоне выщелачивания полевые шпаты и слюды замещаются гидрослюдами и отчасти каолинитом, содержание гидрослюды до-

стигает 70—80% глинистой составляющей. Каолинит корродирует зерна кварца, содержание его в глинистой массе до 15%. По всей зоне отмечаются вторичные минералы: кварц и гидроокислы железа (Курбатов и др.). Элювий зоны неполного гидролиза отсутствует. Мощность коры до 5—6 м.

Таким образом, коры выветривания переменны влажной зоны литогенеза, развитые на осадочно-метаморфических породах складчатого фундамента, представлены главным образом элювием зоны гидратации, меньше элювием зоны выщелачивания и еще меньше элювием зоны неполного гидролиза, элювий зоны полного гидролиза не установлен. В составе перекрывающих континентальных осадков, кроме каолинита, много гидрослюд и неразложившихся зерен алюмосиликатов, бокситы отсутствуют. Зерен неразложившихся алюмосиликатов много в элювии зоны неполного гидролиза, что свидетельствует о незавершенности процессов выветривания. Очевидно, на отдельных участках ландшафта процесс выветривания протекал по гидрослюдистому типу в щелочной обстановке, в наиболее увлажненных ландшафтах—по каолинитовому типу. Латеритные коры выветривания на описываемой территории не проявлены.

Кора выветривания карбонатных пород представлена бокситовидными и бокситоносными карстовыми образованиями на закарстованной поверхности известняков палеозоя. Они перекрываются континентальными пестроцветными, нередко угленосными отложениями альбского яруса. В некоторых местах (Сукайты, Карнаб, Аякгужумды и др.) отмечаются выходы этих образований.

Карстовые образования района Сукайты (южные склоны Зирабулак-Зиатдинских гор) в основном представляют красно-бурую, коричневатую-бурю неотсортированную породу без четко выраженной слоистости. Главная составная часть породы—терригенный кварц, глинистый материал, обломки ожелезненных пород.

В районе Сукайты карстовые образования развиты на белых и серых мраморизованных известняках силура. В химическом отношении известняки отличаются высокой чистотой. Закарстованная поверхность известняков покрывается маломощной (0,5—2 см) гематитовой корочкой (рис. 16, обр. 51) из гематита (60—70%), карбоната кальция, каолинита и гидрослюд.

На закарстованной поверхности известняков залегает порода глинисто-песчано-карбонатного состава, оранжево-серого, розовато-серого цвета, обломочно-бобовой структуры. Основная масса состоит из кварца и глинистого материала с обломками палеозойских пород. Они сцементированы кальцитом. Глины представлены каолинитом ($7,2\text{Å}$), гидрослюдами ($10,7\text{Å}$), хлоритами ($13,8\text{Å}$), возможно, присутствует гиббсит (рис. 17 обр. П48). По трещинкам встречаются гидроокислы марганца и железа. Порода интенсивно пронизана прожилками вторичного кальцита. Вверх по разрезу карстовые образования красно-бурого цвета, более глини-

стые и железненные. Количество обломков палеозойских пород, окатышей глин и железистых бобовин увеличивается. Обломки пород неправильной угловатой формы, края слабо округлые, что указывает на их терригенное происхождение. Окатыши глин, очевидно, развивались за счет местного размыва глинистых пород, импрегнировались гидроокислами железа. Основные породообразующие минералы — кварц и каолинит, хлорит и гематит, гидрослюда отсутствуют (рис. 17, обр. П50). Карбонаты кальция играют существенную роль в составе породы (табл. 4, обр. П50). Со-

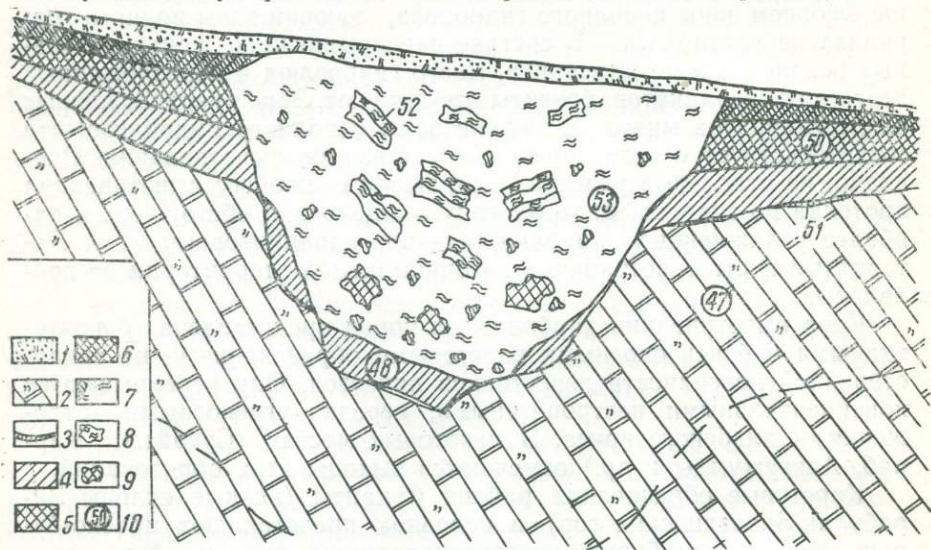


Рис. 16. Карстовые образования Сукаиты (Зиаэтинские горы).

1 — современные (четвертичные) отложения; 2 — известняки силура; 3 — корочка гематита, 4 — бокситовидная порода, розовато-серая, с обломками палеозойских пород; 5 — бокситовидная порода, красно-бурая, с обломками палеозойских пород, окатышами глин и бобовинами бурых железняков; 6 — та же бокситовидная порода, рыхлая; 7 — бокситовидная глина, красно-бурая, с железистыми бобовинами, обломками белых глин и бокситовидных пород; 8 — обломки белых каолиновых глин слоистой текстуры; 9 — обломки бокситовидных пород красно-бурого цвета; 10 — номера образцов.

держание глинозема невысокое при относительно повышенном количестве кремнезема (обр. П50), что обусловлено присутствием терригенного кварца. Обломки палеозойских пород пропитаны гидроокислами железа. Содержание его в породе 11—29% (табл. 4, обр. П100, П101). Бурые железистые бобовины округлой формы, до 1,3 см в поперечнике. Сложены гематитом, гетитом и каолинитом. Содержание полуторных окислов железа в отдельных бобовинах более 54% (табл. 4, обр. П52а).

Верхняя часть разреза карстовых образований сложена красно-бурыми породами остаточного-делювиального генезиса. Основные породообразующие минералы — каолинит и гидрослюда, гематит и реликтовый кварц. Нередко отмечаются хорошо окрис-

таллизованные чешуйки каолинита, по ним развиты гидрослюды. Все это довольно четко диагностируется на электронно-микроскопических снимках. Развитие гидрослюд по каолиниту обусловлено преобразованием их за счет трансформационных процессов в щелочных средах. Этот процесс рассмотрен в работах А. Г. Косовской (1970) и др.

Карстовые образования перекрываются бокситовидными глинами красно-бурого, реже светло-коричневого цвета с буроватым

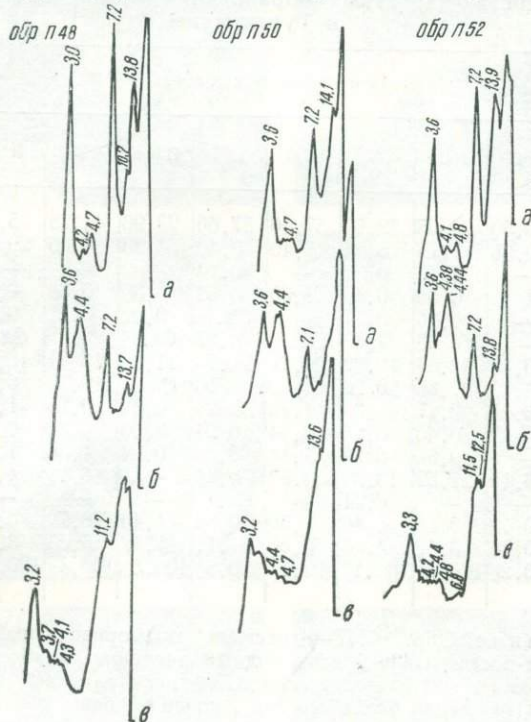


Рис. 17. Дифрактограммы карстовых образований (terra-росса) Сукайты.

Глинистая фракция образца: П48—бокситовидной породы розовато-серого цвета с обломками палеозойских пород, П50—бокситовидной красно-бурой породы с окатышами глины и бобовинами бурых гидроокислов железа, П52—каолиновых глины. Дифрактограммы: а—образец воздушно-сухой, б—то же, насыщенный глицерином, в—то же, нагретый до 550°C.

оттенком. В глинах преобладают каолинит и галлуазит (рис. 18, а) с примесью гидрослюд (рис. 18, б), их присутствие фиксируется кривыми нагревания (рис. 19, обр. П997, П998).

В глинах отмечены редкие железистые бобовины. В отдельных карстах бокситовидные глины выполняют центральную часть воронки (рис. 16), здесь они сильно брекчированы. Бокситовидные глины состоят из плохо окристаллизованных чешуек каолинита, гидрослюд, зерен кварца, гематита. Содержание глинозема в них составляет 20%, полуторного окисла железа в отдельных образ-

цах около 7—8% (табл. 4, обр. 53), окисного железа в железистых бобовинах превышает 50%.

В бокситовидных глинах отмечаются крупные обломки белых и желтовато-белых каолиновых глин (рис. 16, обр. П52) слоистой текстуры. Слоистость в глинах нарушена. Наряду с обломка-

Таблица 4

Химический состав карстовых образований (по образцам) Сукайты и Турткудука

Окисел	Сукайты (Зиаэтинские горы)								Турткудук (хр. Кульджуктау)	
	П47	П48	П50	П53	П52	П52-а	П100	П101	П1362	П1364
SiO ₂	0,50	29,08	39,90	57,40	57,66	23,96	47,78	35,26	51,90	8,60
Fe ₂ O ₃	0,35	1,18	6,93	7,40	3,40	54,80	11,00	29,20	10,50	1,36
FeO	—	1,14	0,30	—	0,24	—	—	—	0,27	0,04
TiO ₂	—	0,50	0,50	1,00	0,68	0,30	0,68	0,80	0,90	—
MnO	—	0,20	0,11	—	Сл.	0,02	0,21	0,39	—	—
P ₂ O ₅	—	0,48	1,07	—	0,27	Сл.	Сл.	Сл.	—	0,23
Al ₂ O ₃	0,44	12,64	12,09	20,20	27,7	11,88	13,91	16,8	22,75	37,02
CaO	55,40	27,80	20,20	1,80	1,00	Сл.	10,20	6,10	0,50	1,00
MgO	0,25	2,17	1,38	1,70	2,27	0,36	2,25	1,51	3,13	2,50
Na ₂ O	—	0,40	0,24	0,64	0,24	0,20	0,34	0,34	0,80	0,40
K ₂ O	—	0,00	0,63	1,18	0,80	0,24	1,56	1,56	0,72	2,85
CO ₂	43,19	21,52	13,50	0,80	0,55	—	6,13	4,42	—	0,55
SO ₃	—	—	0,41	—	Сл.	—	—	—	0,23	45,16
H ₂ O	0,12	0,16	0,46	1,56	0,90	1,40	0,72	0,76	1,24	0,24
П. п. п.	0,46	3,52	4,44	5,50	1,11	7,32	5,63	3,32	7,36	—
Сумма	100,2	100,4	100,1	99,1	100,5	100,5	100,4	100,5	100,3	100,1

Примечание. Обр. П47—известняк мраморизованный, силурийского возраста. Терра-росса: П48—бокситовидный песчаник карбонатизированный, светло-розовато-серый; П50—бокситовидный песчаник карбонатизированный, красно-бурый; П53—глина бокситовидная, красно-бурая; П52—обломки каолиновых глин белого цвета; П52-а—железистая бобовина бурого цвета; П100—обломки палеозойских пород; П101—обломки палеозойских пород сильножелезненные, П1362—глина бокситовидная, красно-бурая; П1364—алуиновая порода (желвак).

ми глин встречаются крупные обломки карстовых образований красно-бурого цвета.

Брекчия в центральной части карста развивалась в результате проседания терра-росса в карстовой воронке из-за повторного карстового процесса. Во всех разновидностях карстовых образований устанавливается повышенное содержание олова, цинка, мышьяка, кобальта. Причем олова в них столько, сколько в алюмосиликатных породах палеозойского возраста, распространенных в Зиаэтинских горах. Эти данные свидетельствуют о том, что карстовые образования — продукты переотложения палеозойских пород данных районов.

Карстовые образования Сукайты имеют однородный состав глинистых минералов (каолинит, гидрослюда), минералов окиси

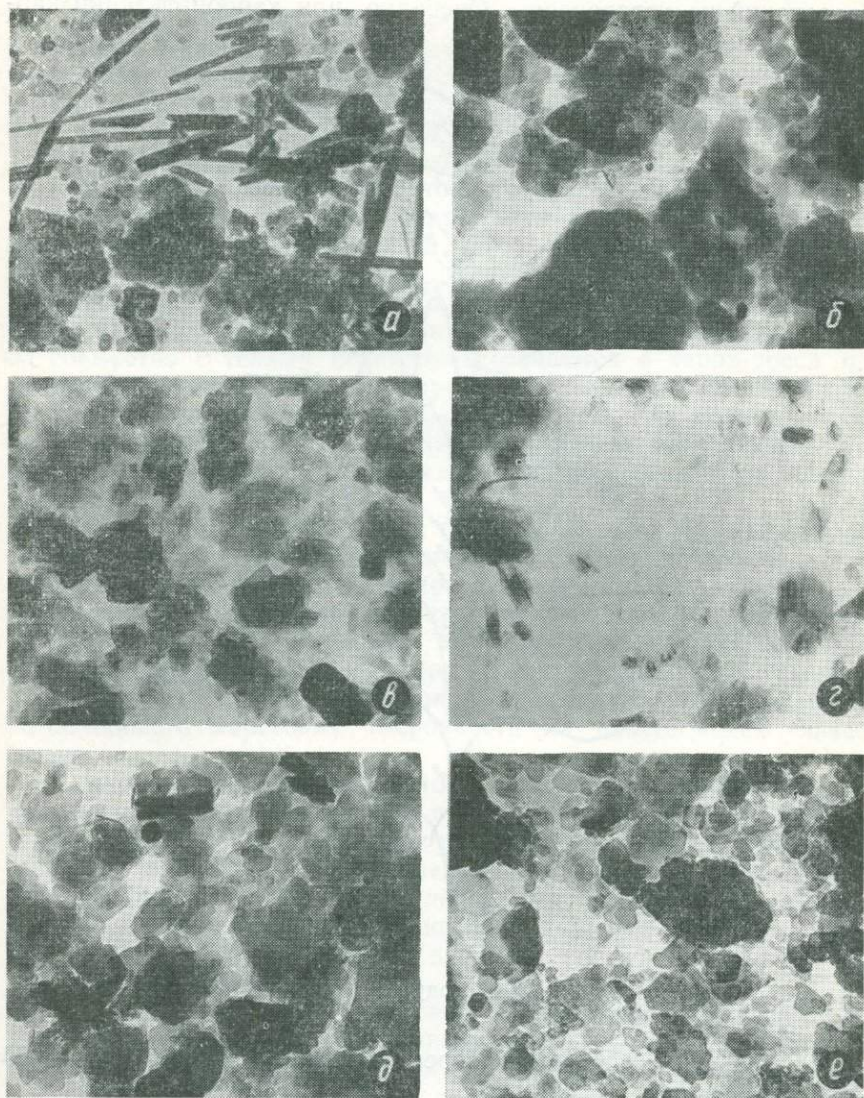


Рис. 18. Электронно-микроскопические снимки. Увел. 22 000.

a — каолинит, галлуазит с примесью гидроокислов железа; *б* — каолинит с примесью гидрослюд; *в* — монтмориллонит, каолинит, гидрослюда; *г* — гидрослюда, каолинит; *д* — каолинит, монтмориллонит; *е* — каолинит, малая примесь гидрослюд.

железа (гематит, гетит), в них присутствуют обломки палеозойских пород и железистых бобовин во всех частях разреза. В ниж-

ней части разреза отмечена вторичная карбонатизация пород, обусловленная повторным карстовым процессом после их образования. Минералы свободного глинозема на выходах карстовых образований не установлены. Очевидно, при карбонатизации кар-

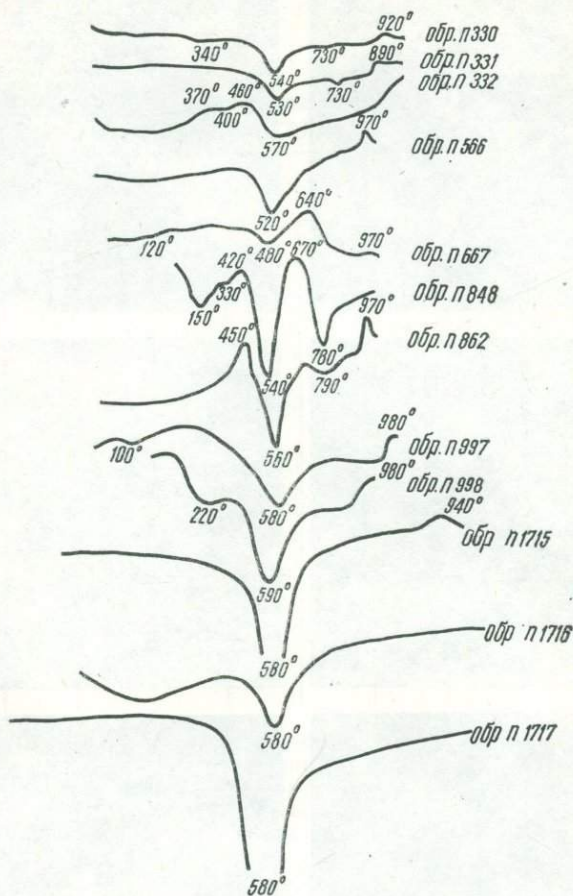


Рис. 19. Термограммы продуктов коры выветривания.

стовых выделений произошла ресификация минералов свободного глинозема.

Изучение химического состава карстовых образований Сукайты показало определенную закономерность распределения химических компонентов в разрезе: наряду с уменьшением карбоната кальция соответственно увеличивается содержание двуокси кремния, полторных окислов алюминия и железа, двуокси титана, магния и калия. Данные спектрального анализа устанавливают

некоторое увеличение содержания олова, хрома, бария, стронция, фосфора в верхней части разреза.

Карстовые образования Торткудука развиты на закарстованной поверхности известняков среднего палеозоя. В отличие от карстовых пород Сукайты представлены красно-бурыми и глиноподобными породами из глинистого материала и терригенного кварца. Глинистый материал состоит из каолинита, галлуазита и отчасти гидрослюды. Карстовые образования Торткудука характеризуются невысоким содержанием глинозема и относительно повышенным кремнезема, полуторного окисла железа.

Характерная особенность терра-росса Торткудука — наличие в ней алунитовых пород (табл. 4, обр. 1364) и отсутствие вторичной карбонатизации. Алуниты устанавливаются в виде мелких микроскопических выделений и крупных желваков до 0,25 м в поперечнике, белого, слабо-розоватого цвета. Алуниты такого типа совместно с телами бокситов встречаются в терра-росса Журавлинского месторождения алунитов и бокситов Куйбышевской области. Алуниты образовались, вероятно, за счет бокситов и каолиновых глин, вследствие воздействия на них сернокислых растворов, поступающих из вышележащих пиритсодержащих глин при окислении.

Таким образом, карстовые породы Сукайты и Торткудука сходны с подобными образованиями Венгрии и других стран (Бардоши, 1968, Конта и Кужварт, 1963; и др.). По данным Г. Бардоши, глинозем в некоторых терра-росса Венгрии составляет 18—30% при относительно высоком (40,3—67,8%) количестве кремнезема. Вероятно, терра-росса Западного Узбекистана образовалась за счет выветривания терригенного материала, выполнявшего карстовые неровности на палеозойских известняках.

Карстовые образования района Аягжумды (южные склоны хр. Кульджуктау) отмечаются в 2—3 км к северу и 6—10 км к северо-западу от колодца Аягжумды. Развиты на известняках палеозоя, в большинстве случаев перекрываются пестроцветными или сероцветными, нередко угленосными каолиновыми глинами раннеальбского возраста. Площади отдельных карстовых воронок составляют до нескольких десятков и сотен квадратных метров, глубина до 5 м.

Вертикальный разрез карстовых образований следующий (снизу вверх). Известняки мраморизованные, серого и светло-серого цвета, в верхней части разреза коричневатые, частично доломитизированные. Мощность зоны доломитизации 0,2—0,5 м. На поверхности доломитизированных известняков, как правило, наблюдается корочка бурых гидроокислов железа из гетита, гематита и примеси каолинита, мощность до 0,5 см. Корочка покрывает поверхность карстовых польев и воронок.

Выше залегают бокситоносные карстовые образования пролювиально-делювиального генезиса, сложного строения и состава.

Представлены пестроцветными каолиновыми глинами, красно-бурными, коричневатыми, коричнево-палевыми, желтоватыми бокситистыми алевропелитами, алевропсаммитами с линзами гравелитов и бокситов. Алевропелиты и алевропсаммиты чаще всего псевдобобовой текстуры. Состоят из бобовин железисто-глинистого состава (каолинит, гидрослюда, гетит).

Бокситы сложены линзообразными телами. Макроскопически красно-бурого цвета, мелко- и крупнобобового облика. Состоят из отдельных бобовин и обломков палеозойских пород. Бобовины округлые, до 1,0—1,3 см в поперечнике, нередко концентрически скорлуповатой формы, бурого цвета. Основная масса состоит из каолинита или бемита, гидроокислов железа (гетит, гематит), кальцита. В отдельных бобовинах отмечается чередование скорлуповатых слоев гидроокислов железа, бемита, каолинита и кальцита. Бемит устанавливается термическими исследованиями (рис. 19, обр. П1715, П1716, П1717) и линиями дебаеграммы: 6,02(8); 3,12—3,13(8); 2,33(8—9). Каолиниты в бобовинах присутствуют в качестве примеси, о чем свидетельствуют экзотермический эффект 940°C (обр. П1715).

Обломки глин размером от 1—2 до 3—5 см в поперечнике сплюснутой формы, белесовато-светло-бурого, белого цвета, покрыты корочкой бемита и гидроокислов железа. Желваки и обломки каолинизированных глин и гидроокислов железа сильно кальцитизированы.

Цементирующая масса бокситов сложена каолинитом с примесью хлорита, бемита, кальцита, лимонита, рутила.

Приводим содержание минералов в цементе и бобовинах, % (по М. С. Родовильскому и др.).

<i>Минерал</i>	<i>Цемент</i>	<i>Бобовины</i>
Бемит	5—20	2—40
Каолинит	50—70	2—10
Диаспор	0—1	0—2
Гетит-гидрогетит	5—15	7—13
Рутил	0—2	0,5—2
Кальцит	2—80	15—40
Хлорит	5—10	

Приведенные данные характеризуют наиболее высокоглинозистые бокситы. Контакт с вмещающими породами постепенный. Количество бобовин и содержание минералов свободного глинозема резко уменьшается и полностью замещается каолинитом.

Карстовые образования Аякгужумды, Сукайты по внешнему облику почти одинаковы. В составе основных породообразующих минералов имеются принципиальные различия. Выделяется три типа карстовых образований: 1) содержащие залежи бокситов, 2) содержащие залежи алунитов (и, возможно, бокситов), 3) не содержащие бокситов и алунитов. Эти типы строго контролируются ландшафтно-климатическими зонами субтропического пояса и генетически тесно связаны с ними.

Бокситосодержащие карстовые образования территориально развиты в зоне переменного влажного субтропического климата в некотором удалении от границы с умеренно аридной климатической областью, тогда как два других карстовых образования приближены непосредственно к границе умеренно аридного климата или периодически оказывались в климатической зоне последнего (Сукайты).

Указанная закономерность развития различных типов карстовых образований имеет принципиально важное значение не только в теоретическом плане, но и практическом приложении, в частности при прогнозировании месторождений карстовых бокситов.

Коры выветривания *денудационных* *пластовых равнин* развиты на морских глинистых отложениях раннеальбского возраста. Широко распространены вдоль южных предгорий хр. Кульджуктау (откопанные коры) и под отложениями альб-сеномана (погребенная кора) на юге Зирабулакских гор.

Погребенная кора выветривания на морских глинистых отложениях альба в южных предгорьях Зирабулакских гор вскрывается многочисленными скважинами на глубинах 30—250 м и перекрывается континентальными пестроцветными песчано-гравелито-конгломератовыми отложениями альб-сеномана. Наиболее детально она изучена по керну скважины.

Невыветренные глины серого и темно-серого цвета, в основном монтмориллонитового состава (рис. 19, обр. П332), с примесью каолинита, гидрослюд (рис. 18, в), кварца, хлорита, биотита, роговой обманки, пирита, кальцита, гипса и углефицированных растительных детритов. Пирит распространен в породе равномерно в виде мельчайших агрегатов и кристалликов. Объемный вес глин 1,92 г/см³.

Невыветренные глины выше по разрезу сменяются элювием фиолетовых и красно-бурых глин (объемный вес 2,08—2,13 г/см³). Сложены новообразованными гидрослюдами, каолинитом и гидроокислами железа, реликтивными зернами кварца, полевых шпатов, хлорита, гипса, кальцита и др. По данным термических (рис. 19, обр. П330, П331) и электронно-микроскопических (рис. 18, г) исследований, глинистые компоненты коры выветривания представлены гидрослюдами (40%), каолинитами (33,5%), монтмориллониты полностью преобразованы в гидрослюды и каолиниты. Широкое развитие последних в коре отчетливо фиксируется на порошковых рентгенограммах: 7,13 Å (001), 4,45 Å (020), 3,53 Å (002), 2,30 Å (003). Гидроокислы железа развиты за счет окисления пирита и других железосодержащих минералов. Зерна кварца частично корродированы, полевые шпаты пелитизированы. Листочки хлорита изменены, по ним развиваются также гидроокислы железа.

Порода местами карбонатизирована. Карбонаты сложены кальцитом, выполняют пустотки выщелачивания. Каолиниты представ-

лены кристаллитами гексагональной формы. Гидроокислы железа местами образуют значительные (23%) скопления (табл. 5, обр. П330).

Элювий фиолетовых глин в кровле разреза коры выветривания преобразован в бледно-серую глину за счет эпигенетического глеевого процесса. Однако состав глинистого составляющего не изменяется и представлен гидрослюдами и каолинитом.

Геохимическим изучением погребенной коры выветривания альбских глин установлены вынос кремнезема, закисного железа

Таблица 5

Химический состав альбских глин и продуктов коры выветривания

Окисел	П332 1,91		П331 2,13		П330 2,08		П349 2,05	
	весов. кол-во, %	г/см ³	весов. кол-во, %	г/см	весов. кол-во, %	г/см ³	весов. кол-во, %	г/см ³
SiO ₂	57,60	1,104	60,55	1,280	43,55	0,905	53,75	1,105
Fe ₂ O ₃	2,81	0,054	3,07	0,065	23,50	0,488	7,57	0,657
FeO	3,09	0,060	1,26	0,027	0,72	0,015	1,15	0,026
TiO ₂	0,80	0,015	0,80	0,016	0,75	0,015	0,70	0,015
Al ₂ O ₃	18,75	0,360	19,27	0,410	18,79	0,390	21,14	0,438
P ₂ O ₅	0,07	0,001	0,09	0,002	0,14	0,003	0,008	0,002
CaO	0,84	0,016	2,10	0,040	1,12	0,023	0,42	0,008
MgO	2,10	0,042	1,40	0,029	1,60	0,032	1,00	0,029
Na ₂ O	0,70	0,010	0,14	0,008	0,12	0,002	0,10	0,002
K ₂ O	4,40	0,085	1,90	0,040	1,55	0,032	3,45	0,072
MnO	0,02	Сл.	0,03	Сл.	0,02	Сл.	0,03	Сл.
SO ₃	Следы	Сл.	Следы	Сл.	Следы	Сл.	Следы	Сл.
S сульф.	0,83	0,016	—	—	—	—	4,13	0,086
CO ₂	0,08	Сл.	2,23	0,048	0,93	0,020	—	—
П. п. п.	8,36	0,162	9,14	0,194	8,00	0,166	6,47	0,122
Сумма	100,37	1,926	99,75	2,154	99,86	2,080	99,96	2,060

Примечание. Обр. П332—глины серые, неизменные, П331—элювий бледно-фиолетовых глин, П330—темно-фиолетовых глин, П349—бледно-серых глин, вторично преобразованных за счет оглеения пестроцветного элювия. В числителе—номер образца, в знаменателе—объемный вес.

и щелочей и накопление полуторных окислов железа и алюминия (табл. 5). Накопление повышенных количеств гидроокислов железа обусловлено переводом закисных соединений железа в окисное и привнесом его извне.

Откопанная кора выветривания на морских глинистых отложениях южных предгорий хр. Кульджуктау развита на морских глинах альба и имеет широкое прерывисто-площадное распространение от восточного окончания хребта до селения Джингельды на юго-западе. Кора представлена пестроцветными песчано-глинистыми породами в верхней части разреза альба и повсемест-

но перекрывается конгломератами сеномана (по данным Я. Айсанова, позднеальбского возраста).

Детальное изучение коры выветривания мы проводили по правому борту сухого сая Ташкудука, в районе одноименного месторождения минеральных пигментов.

Разрез профиля коры выветривания (снизу вверх) следующий: невыветрелые глины массивные (объемный вес $2,00 \text{ г/см}^3$), белесовато-серого цвета. Основная масса глин состоит из гидрослюд, каолинита и монтмориллонита с примесью кварца, обломков сланцев, полевых шпатов, листочков мусковита.

В нижней части профиля коры глины желтоватого цвета (объемный вес $2,11 \text{ г/см}^3$). Граница с невыветрелыми глинами неровная, с фестончатыми углублениями. Глинистая составная часть породы сложена каолинитом с примесью монтмориллонита и смешанно-слоистых образований (рис. 18, *д*). Различаются каолиниты терригенные и новообразованные. Терригенный каолинит представлен псевдогексагональными чешуйками с неровными, обломанными или округлыми гранями. Новообразованный каолинит отличается хорошо окристаллизованными чешуйками, распространенными в породе в виде единичных включений. Мощность желтых глин $0,2-0,4 \text{ м}$.

Выше по профилю желтые глины сменяются пестроцветными (красно-бурые, бледно-фиолетовые, желтые) с белыми пятнами (объемный вес $2,12 \text{ г/см}^3$). Пелитовая составная часть сложена каолинитом с незначительной примесью гидрослюды.

Новообразованные каолиниты составляют основную глинистую массу породы. Представлены хорошо окристаллизованными чешуйками псевдогексагональной формы и образованы за счет монтмориллонита и смешаннослойных минералов.

В верхней части профиля коры выветривания глинистый материал состоит главным образом из новообразованного и отчасти аллотигенного каолинита (рис. 18, *е*). К числу новообразований относятся также гидроокислы железа (гетит, гидрогетит), интенсивно пигментирующие глинистый элювий коры выветривания, а местами образующие землистые скопления ржаво-бурого цвета. Мощность коры выветривания $7-8 \text{ м}$.

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что пестроцветные породы, развитые в верхней части разреза альба, являются корой выветривания. Она представлена элювием гидрослюдисто-каолинитовой зоны коры с гидроокислами железа.

Кора выветривания на морских глинах альба в Карнабе и Ташкудуке, как и в других районах Союза (Вишняков, 1963, Брагин, 1972), имеет небольшую мощность — от 1 до 8 м, местами отсутствует. Это, на наш взгляд, объясняется слабыми фильтрационными свойствами глин, по которым развивалась кора выветривания, и неблагоприятным геоморфологическим положением осадочных толщ в палеогеографическом плане эпохи корообразования. Глинистые осадки альба из-за регрессии моря занима-

ли низменные приморские равнины и не были осложнены дизъюнктивными нарушениями. Эти факторы обусловили в условиях субтропического переменного влажного климата высокое стояние уровня грунтовых вод и затрудненный дренаж их, что ограничивало проникновение корообразующих растворов через ненарушенную толщу глин на сравнительно большую глубину. Поэтому

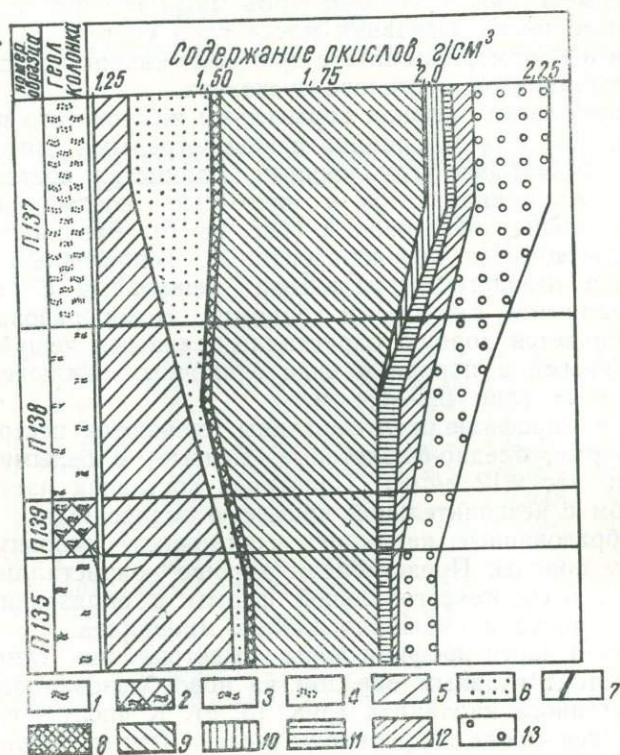


Рис. 20. Геохимический профиль коры выветривания альбских глин Ташкудука (южные предгорья хр. Кульдзуктау).

1 — глины серые, неизменные. Кора выветривания: 2 — глины желтые, 3 — красные с гидроксидами железа. Окислы: 5 — SiO_2 , 6 — Fe_2O_3 , 7 — FeO , 8 — TiO_2 , 9 — Al_2O_3 , 10 — CaO , 11 — MgO , 12 — $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, 13 — п.п.

здесь встречаются маломощные и неполностью развитые на глинистых породах элювиальные образования.

Геохимическое изучение коры выветривания дополняет минералопетрографические исследования. Калий и натрий, относимые большинством исследователей (Лукашев, 1958; Перельман, 1955; и др.) к легкоподвижным элементам, накапливаются в рассматриваемой коре выветривания (рис. 20). В ней отмечают также закономерное увеличение содержания полоторных окислов железа, алюминия, двуокиси титана, окиси кальция и возрастание

потери при прокаливании. Кремний и магний — единственные породообразующие химические элементы — подвергались выщелачиванию.

По данным полуколичественных спектральных анализов, ус-танавливается содержание микроэлементов в количестве кларко-вых концентраций: бария, марганца, хрома, циркония в пределах сотых долей процента, ванадия, меди, никеля, бериллия и галлия — не больше тысячных долей процента.

Альбская кора выветривания перемененно влажной зоны лито-генеза во всех фациальных поясах денудационных морфоструктур отличается значительной проработкой исходных пород складча-того фундамента и покрова. В зависимости от особенностей фа-циальных зон, петрографического состава исходных пород и гид-рогеологических условий (гидродинамические, гидрогеохимиче-ские) формировались коры выветривания с различным строением профилей.

Относительно мощные и полные (полизональные) коры вывет-ривания пространственно и генетически связаны с наиболее ув-лажненными зонами в пределах положительных морфоструктур суши. В ландшафтах менее увлажненных формировались элюви-альные продукты нижних горизонтов коры выветривания.

Коры выветривания позднеальб-сеноманского века. В описы-ваемый век периферическая часть перемененно влажной климати-ческой области располагалась к северу от хр. Султануиздаг и Бу-кантау, область умеренно аридного климата охватывала террито-рию Западного Узбекистана. К югу от него пролегла экстра-аридная тропическая климатическая зона. Кызылкумо-Южно-тяньшаньское поднятие являлось основным положительным эле-ментом морфоструктуры, хотя оно значительно сократилось по площади. Аккумулятивные равнины охватили большую часть Бу-кантау, Юго-Западные Кызылкумы и Зирабулак-Зиаэтинские горы. По-прежнему выделялось небольшое Северо-Кызылкумское цокольное поднятие.

Коры выветривания формировались во всех климатических и ландшафтно-фациальных зонах (рис. 7, б). Мы изучали наибо-лее интересные в практическом отношении петрографические ти-пы кор выветривания цокольных морфоструктур суши, описание которых по зонам литогенеза приведено ниже.

Коры выветривания периферических частей перемененно влаж-ной и умеренно аридной зон литогенеза развиты на альб-сено-манских педиментах, неравномерно распространены в пределах хр. Султануиздаг, горных массивов центральной и южной части Букантау (Улькен-Каскыртау, Джаман-Каскыртау, Алтынтау, Кокпатас), центральной части Ауминзатау (Коспактау, Косчека и др.), Зиаэтинских гор, северной части Каратепинских и Зира-булакских гор и под отложениями альб-сеномана. Полизональные профили с элювиями зон гидратации, выщелачивания и неполно-го гидролиза встречаются реже, чем профили с одно- (элювий

зоны гидратации) или двухзональным (элювий зон гидратации и выщелачивания) строением. В связи с этим на закрытой части территории альб-сеноманские отложения залегают на различных горизонтах коры.

Коры выветривания серпентинитов развиты в верховьях Кызылсая и Ахимбетдынгсая, расположенных в центральных и юго-восточных частях хр. Султануздаг. Наблюдаются небольшие (до 0,1—0,2 км²) останцы сеноманского педимента и связанные с ними коры выветривания серпентинитов, габброидов, амфиболитов, гранитов и кварц-биотитовых сланцев палеозойского фундамента. Коры выветривания серпентинитов на этих участках однотипного строения. Поэтому ниже приводим описание коры выветривания только участка Кызылсай. Кора выветривания серпентинитов прослеживается в северо-западном направлении в виде полосы шириною 250—350 м, на западе перекрывается отложениями сеномана (рис. 21).

По морфологическому признаку, согласно классификации К. К. Никитина (1970), кора выветривания Кызылсая относится к линейно-площадному типу. Широко развиты карбонатизация, окремнение и относительно слабые процессы глинизации пород.

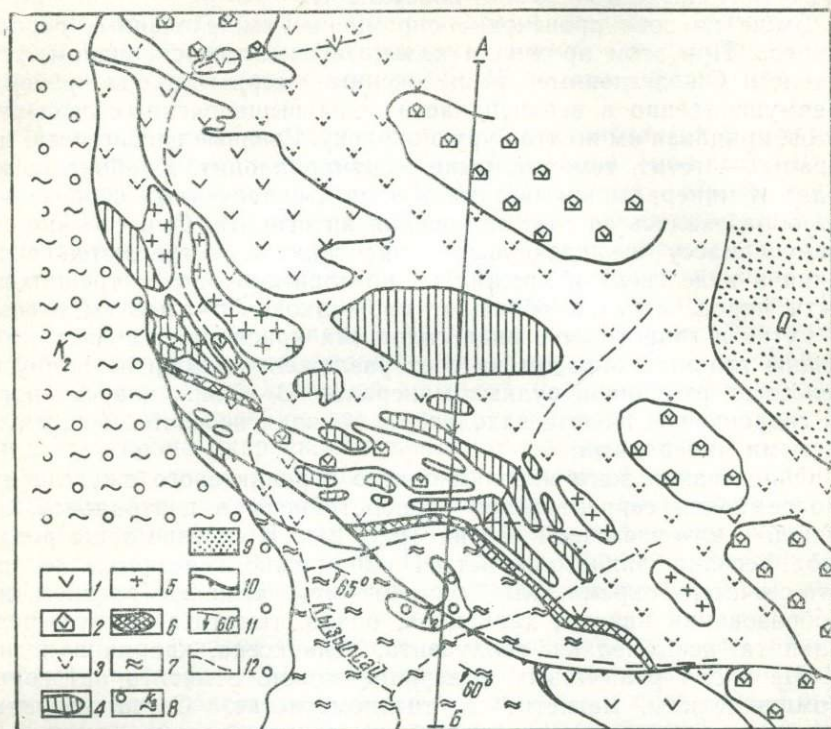
Серпентиниты макроскопически массивные, плотные, серовато-зеленоватого и зеленовато-сероватого цвета. Состоят из антигорита, рудного минерала, зерен пироксенов, оливина и акцессориев.

В зоне оталькования серпентиниты в основном сохраняют внешний облик, сильно трещиноваты, за счет чего на выходах образуют щебенчатый элювий. Распространены в западной и спорадически в центральной частях участка. Основные гипергенные новообразования — тальк и отчасти монтмориллонит — наиболее интенсивно проявлены по зонам дробления и вдоль трещин отдельности в серпентинитах, местами серпентиниты полностью преобразованы в тальковый камень. В большинстве случаев основная масса серпентинитов сложена антигоритом, коломорфно-волокнистым серпофитом, чешуйками талька, рудными минералами и единичными прожилками гипергенных карбонатов, халцедона и опала.

Широко распространена зона остаточной карбонатизации и окремнения (зона выщелачивания). Здесь наблюдаются постепенные переходы от слабощелочных серпентинитов к сильно измененным осветленным разностям. В разрезе снизу вверх различаются горизонты карбонатизированных, окремненных и ожелезненных разностей выщелоченных серпентинитов.

В составе новообразованных минералов преобладают магнезит, кальцит, халцедон, опал, керолит, реже гипс. Второстепенными минералами являются кварц, доломит, гетит, гематит, псиломелан. Антигорит — основной реликтовый минерал. Опал преобладает над халцедоном и кварцем. В зоне карбонатизации отмечены карбонаты. Они представлены главным образом, магнезитом и каль-

цитом. Магнетиты образованы за счет кальцита и доломита. Кальцит представлен натечными образованиями, развитыми по



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ А-Б



Рис. 21. Схематическая карта коры выветривания серпентинитов участка Кызылсай (хр. Султануиздаг).

Зоны: 1—оталькованные дезинтегрированные, 2—выщелоченные слабокремненные, 3—выщелоченные охристо-сетчато-окремненные, 4—охристо-глинисто-кремнистые, 5—охристо-кремнистые, 6—охристо-нонтронитовые, 7—оталькованные сланцы с линзами тальково-карбонатных пород, 8—песчано-глинистые отложения сеномана, 9—четвертичные наносы, 10—разломы, 11—элементы залегания пород палеозоя, 12—сай.

горизонтальной сланцеватости или по вертикальным трещинкам отдельности выщелоченных серпентинитов, или выполняют пустот-

ки в них в виде карбонатных глазуньев. В парагенезисе с ними отмечается почвенный гипс. Пустотки распространены участками на глубину свыше 10—20 м от поверхности.

Выше по зоне происходит окремнение выщелоченных серпентинитов. При этом прожилки кальцита замещаются опалом, халцедоном. Ожелезненные выщелоченные серпентиниты развиты преимущественно в верхней части зоны выщелоченных серпентинитов, придавая им желто-бурую окраску. Главные гипергенные минералы — гетит, гематит, реже монтмориллонит. Карбонаты, керолит и минералы кремнезема в зоне выщелоченных серпентинитов образовались за счет замещения антигорита. Они слагают основную массу выщелоченных серпентинитов, встречается скопления в виде гнезд и прожилков по сланцеватости и трещиноватости пород, нередко образуют прожилково-сетчатые выделения.

Гетит и гидрогетит в виде сплошных красно-бурых масс образованы главным образом за счет разложения хлоритов и других железосодержащих и рудных минералов. В тонких классах породы гидроокислы железа находятся в тонкодисперсной смеси с глинистыми минералами.

Образования зоны инсоляционного и реликтового ожелезнения и окремнения серпентинитов распространены в центральной, западной и юго-восточной частях (рис. 21). В составе зоны различают песчано-глинисто-охристые, окремненно-железистые и ячеисто-сетчатые окремненные серпентиниты. Широко развиты новообразования кварца, халцедона, опала, гематита, гетита, реже кальцита, псиломелана, галлуазита, лейкоксена, кварцина и гипса. Из числа реликтовых минералов можно отметить антигорит, хромшпинелиды, магнетит и титаномagnetит. Сетчато-поровые окремненные серпентиниты залегают над выщелоченными, распространены в северной и северо-восточной частях участка. Сетчато-поровая текстура породы связана с окремнением отдельных ячеек, внутри которых находятся скопления охристо-глинистого материала, состоящего из гидроокислов железа и обохренных гидростлюд и монтмориллонита.

Окремненно-железистые серпентиниты развиты в виде останцев и спорадически наблюдаются в западной, центральной и юго-восточной частях участка. Представляют плотные сильноокремненные и ожелезненные породы из халцедона и кварца (до 90%), окислов и гидроокислов железа. Остальные минералы типичные для коры выветривания серпентинитов, относятся к второстепенным. В нижней части зоны окремненных серпентинитов количество кварца и халцедона уменьшается, появляется опал. Окремненно-железистые серпентиниты нередко имеют ячеистое строение, выполненное охристо-глинистым материалом.

Породы охристо-кремнистого горизонта зоны окремненных серпентинитов распространены в центральной части участка, в плане в виде линзообразных тел, вытянутых в северо-западном направлении. Сложены песчано-охристо-глинистым материалом с вклю-

чением глыб, а участками — в виде плотных окремненных и окремненно-железистых серпентинитов.

Глинистая составляющая представлена хлоритом, монтмориллонитом, импрегнирована гидроокислами железа. Примесь песчаного материала сложена зернами новообразованного кварца, халцедона и реликтовых минералов. В породе нередко присутствует гипс.

На юге участка вдоль эндоконтакта ультрабазитов с метаморфическими сланцами отмечается линейная зона (мощность 10 м) нонтронитизированных и хлоритизированных серпентинитов (рис. 21) с телами сетчатых окремненных серпентинитов. Здесь отмечаются линзовидные тела нонтронитов размером 0,5—2,0 × 16—27 м. Тела нонтронитов — мягкая глинистая порода зеленовато-охристо-желтого, участками желтовато-бурого цвета. Новообразованными минералами являются гидрохлорит, нонтронит, отчасти галлуазит, псиломелан, опал, халцедон и др. Хорошо видны в шлифах пылевидный магнетит и зерна хромшпинелида. Нонтронит, гидрохлорит, галлуазит устанавливаются термически и электронно-микроскопическими исследованиями.

К югу от зоны распространены метаморфические сланцы, оталькованные, участками превращенные в талько-карбонатные породы. Оталькование пород многие авторы объясняют влиянием постмагматических растворов. По нашему мнению, этот процесс связан с корами выветривания переменного влажной зоны литогенеза.

В зонах развития тальковых и оталькованных пород отмечаются наложенные гипергенные процессы. Тальковые породы почти повсеместно с поверхности имеют порошковатое сложение. Карбонаты интенсивно окислены и покрыты бурой коркой гидроокислов железа, порода буроватой окраски.

На глубине от 0,5 до 10—20 м и более карбонаты интенсивно окислены. Сульфидная минерализация в тальковых породах отсутствует. Они, по-видимому, еще в стадию оталькования пород были окислены с образованием гидроокислов железа.

Таким образом, в коре выветривания ультрабазитов отмечаются оталькование, карбонатизация, окремнение и глинизация пород. Формирование ее связано со спецификой гидрогеохимических процессов. Частые колебания уровня грунтовых вод обусловили периодическую смену кислых и щелочных условий. Отмечено отставание выноса кремнезема от выноса оснований. В связи с этим в зоне выщелачивания накапливался избыточный кремнезем, который выделялся во всех зонах коры выветривания в виде минералов кремнезема (Никитина и др., 1971). В верхних зонах профиля (зоны окремненных серпентинитов) этот процесс усиливался. В результате основания подверглись выщелачиванию, а кремнезем накапливался вместе с железом, образуя охристо-кремнистые породы. С образованием ячеистых текстур связано замещение кремнеземом антигорита, слагавшего его перегородки в сетчато-

ячеистых текстурах исходной породы, и карбонатных прожилков.

Кроме остаточного окремнения, отмечаются эпигенетически наложенные, распространенные в основном на поверхности, и трудноотличимые от остаточного. Последние развиты по всей массе коры выветривания. Широкое развитие инфильтрационных минералов в продуктах выветривания затрудняет изучение баланса вещества. Тем не менее сравнение изообъемного количества основных породообразующих окислов свидетельствует о выносе магния, кальция из верхних горизонтов коры и накопления их в нижней части разреза.

Кора выветривания серпентинитов формировалась в ландшафтах с периодической аридизацией климата, о чем свидетельствует присутствие гипсов и карбонатов в верхних горизонтах коры и повсеместное развитие гипергенных минералов свободного кремнезема.

Коры выветривания осадочно-метаморфических пород. В водораздельной и северной частях гор Ауминзатау отмечаются реликты поверхностей выравнивания альб-сеноманских педиментов с одновозрастными корами выветривания. В их составе различают площадные, линейно-трещинные, линейно-дайковые, линейно-контактные (межпластовые) морфологические типы. Кора выветривания широко развита в северной части гор Ауминзатау в пределах Коспактауской синклинали, сложенной породами тасказганской и бессапанской свит. На юге и в водораздельной части гор коры выветривания распространены спорадически. Представлены главным образом линейным морфологическим типом. Это объясняется тем, что в неоген-четвертичное время северная, центральная и южная части Ауминзатауской горст-антиклинали поднимались с различной скоростью. В результате различные блоки горста оказались на разных гипсометрических отметках. При этом группа Централных и Южно-Ауминзатауских блоков несколько выше блоков Коспактау, вследствие чего верхние горизонты площадной коры выветривания почти повсеместно размыты, сохранились спорадически только линейные коры выветривания и элювий зон дезинтеграции кор выветривания площадного распространения.

Линейные коры выветривания в пределах Южно-Ауминзатауского горста наблюдаются вдоль полосы развития карбонатно-кремнистых пород ауминзинской свиты. Представлены зонами дробления сильновыветрелых глинизированных кварц-слюдистых пород на контакте с известняками и углисто-кремнистыми сланцами.

Мощности линейных кор выветривания колеблются от единиц до первых десятков метров и прослеживаются на несколько сотен метров по простиранию пород.

С зонами линейных кор выветривания пород ауминзинской свиты связаны проявления меди, бирюзы и редких металлов. На некоторых из них проведены поисково-оценочные работы. Мощ-

ности площадной коры выветривания составляют от 10—20 до 30—40 м, а по контакту пород коры выветривания прослеживаются на глубину 300 м и более.

В зависимости от петрографического состава исходных пород и продуктов выветривания выделяются коры выветривания углеродисто-кварц-сланцевых, кварц-хлоритовых, кварц-хлорито-амфиболовых сланцев, амфиболитов, хлоритовых сланцев, габбро-амфиболитов, доломитов и доломитизированных известняков, мраморизованных известняков, гранитов, гранодиоритов, аплитов и др. пород.

Ниже приводим описание кор выветривания, развитых на породах тасказганской свиты докембрия в Коспактау. В его строении участвуют черные углисто-кремнистые, серые кремнистые, углисто-кварц-сланцевые, кварц-хлоритовые, кварц-хлорито-амфиболовые сланцы, амфиболиты, кварциты, доломиты и дайки гипабиссальных интрузивных пород основного состава. Они слагают Коспактаускую и Косчекинскую синклинали. Кора выветривания развита на всех указанных породах.

Кора выветривания кремнистых пород отличается относительно высокой твердостью и труднее других пород подвергается химическому выветриванию. Поэтому выступы пород во время формирования коры выветривания и в настоящее время занимают более высокие гипсометрические отметки.

В составе кремнистых пород различают от светлого до темно-серого, черного и розоватого цвета разности сланцев и кварцитов. Фациально они замещаются серицито-углеродисто-кварцевыми, углеродисто-кремнисто-карбонатными сланцами, переслаивающимися филлитовидными углеродисто-кварц-серицитовыми, кварц-хлоритовыми, хлоритовыми, а также доломитами и амфиболитами.

Изучение кернового материала и образцов кремней из обнажений показывает на значительное гипергенное преобразование исходных пород в зоне коры выветривания. Это прежде всего каолинизация рассеянного пелитового материала, переход закисного железа в окисное, выщелачивание части кремнезема из верхних горизонтов профиля коры выветривания и накопление последнего в нижних зонах в виде кварцевых жил. В верхних горизонтах площадных кор выветривания за счет процессов окварцевания кремнистые породы становятся плотными, массивными, нередко с реликтовой текстурой исходных пород и пронизаны прожилками серого, белого и молочно-белого кварца. Гипергенный кварц отличается от гидротермального присутствием обломков и включений хлоритов, пелитового материала, выветрелых сланцев.

В нижних горизонтах профиля кремнистые породы менее окварцованы, в большинстве случаев пронизаны тонкими прожилками метаморфогенного и гипергенного кварца.

Неизменные углеродисто-кремнистые сланцы состоят из тонкоструктурного агрегата кремнисто-кварцевого вещества, несколько неоднородного по строению. Нередко отмечается тонкое чере-

дование полос тонкозернистого и микрозернистого строения кварца и углеродистого вещества.

Наблюдаются единичные чешуйки бесцветной или слабозеленоватой слюды с довольно высоким двупреломлением. Порода не подвергалась гипергенной обработке.

Изучение баланса вещества (рис. 22) свидетельствует о выносе кремнезема, закисного железа, алюминия и щелочей из верхних

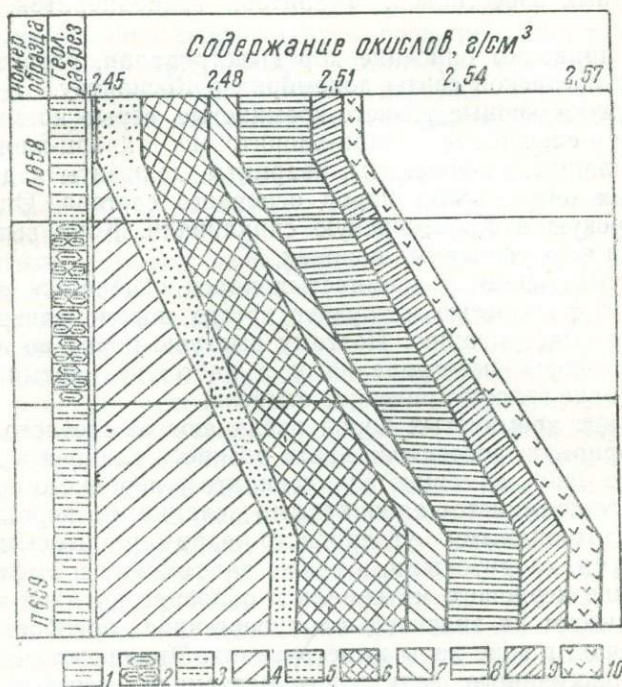


Рис. 22. Геохимический профиль коры выветривания углеродисто-кремнистых сланцев гор Ауминзатау.

Углеродисто-кремнистые сланцы: 1—черные с пиритом, 2—черные, трещиноватые с гидроксидами железа, 3—серые, ноздреватые с гидроксидами железа. Окислы: 4— SiO_2 , 5— Fe_2O_3 , 6— FeO , 7— Al_2O_3 , 8— CaO , 9— $\text{Na}_2\text{O} + \text{KO}$, 10— SO_2 .

горизонтов коры выветривания и накопления полуторных окислов железа за счет закисных соединений. Содержание полуторных окислов железа составляет местами 5—6% общей массы породы. Они обычно равномерно рассеяны по всей массе породы в виде пылеватых частиц, бурых пятен и корочек между зернами кварца. Уменьшение потери при прокаливании связано с окислением органического углерода.

Линейно-контактовый морфологический подтип развит в лежащем и висячем боках пластов кремнистых пород на контакте с породами иного петрографического состава. В профилях коры

выделяются зоны трещиноватости, кремнистые породы полностью сохраняют исходную текстуру и структуру. Химический состав породы не изменяется. По трещинам и микрослойкам наблюдаются скопления углеродистого вещества, тонкорассеянного пирита, реже молибденита (Алтынтау) и повышенное содержание золота. Большинство сульфидов и окислов металлов являются гипергенными образованиями.

В верхней части зоны по трещинам развиты гидроокислы железа, гипс в виде тонких пленок, корочек и прожилков с налетами гидроокислов железа и вторичных ванадатов. Окраска исходных пород светлеет за счет окисления углистой органики и сульфидных соединений металлов. По трещинам отмечаются тонкие линзовидные скопления пелитового материала белого и серого цвета с пятнами гидроокислов железа и вторичными ванадатами.

Местами отмечаются слюдястые минералы бледно-зеленого цвета в виде срастания мельчайших иголочек, ориентированных по сланцеватости породы. Единичные зерна зеленоватого хлорита замещаются бесцветными. Кварц, составляющий основную массу породы, представлен изометричными, удлиненными зернами, с неправильными ограничениями. Трещины, секущие основную кварцевую массу, выполнены тонкими прожилками кварца, пирита, реже барита и кальцита. Пирит распределен в породе неравномерно в виде мелких пылевидных частиц, которые на отдельных участках вместе с рудным веществом выполняют микротрещинки и нередко тесно ассоциируют с гидроокислами железа.

В зоне выщелачивания (0,5—3,5 м) порода сильно кавернозная с пустотками, выполненными гидроокислами железа, глинистыми и сульфатными (гипс, барит) минералами. На стенках пустот широко развиты друзы мельчайших кристалликов кварца. Порода полностью преобразована за счет вторичного окварцевания. В ее массе отмечаются единичные включения эпигенетического пирита. Состав глинисто-охристой массы, выполняющей пустотки и каверны, не отличается от зоны ожелезненных брекчий.

Зона ожелезненных брекчий залегает на контакте с верхними горизонтами линейной коры выветривания пород иного петрографического состава. Представлена глинисто-охристым материалом с обломками гипергенного кварца, окремненных сланцев. Постоянными спутниками являются гипс, нередко барит, ванадаты, медная минерализация. Местами наблюдается замещение гидрослюд микрочешуйчатым каолинитом. Гидроокислы железа образуют красно-бурые землистые скопления, в массе которых рассеяны ванадаты, сульфаты и карбонаты. Следует подчеркнуть, что новообразования минералов связаны с выветриванием кремнистых и вмещающих их пород.

Геохимическое изучение с помощью изообъемного метода показало вынос почти всех химических элементов из межпластовой коры выветривания углеродисто-кремнистых сланцев (рис. 22).

Инертным оказалось окисное железо, аккумулирующееся в коре выветривания, что согласуется с данными экспериментальных исследований Ж. Педро (1971).

Аналогичная картина минералогической и геохимической зональности отмечается также в линейно-межпластовых корах выветривания других разностей кремнистых пород, что подтверждает

Таблица 6

Результаты химического анализа продуктов коры выветривания по образцам

Окисел	П610		П651		П1392	П1394	П1426
	весовое кол-во, %	г/см ³	весовое кол-во, %	г/см ³			
SiO ₂	53,74	1,601	58,53	1,352	4,40	38,17	15,20
Fe ₂ O ₃	1,48	0,043	23,83	0,550	73,09	1,22	17,91
FeO	5,79	0,173	0,25	0,006	0,64	0,15	0,08
TiO ₂	0,70	0,021	0,40	0,009	0,19	3,65	0,31
MnO	—	—	—	—	0,05	0,03	Не обн.
P ₂ O ₅	1,13	0,004	0,20	0,005	0,68	Сл.	0,47
Al ₂ O ₃	11,26	0,336	8,33	0,192	5,62	42,70	22,08
CaO	2,96	0,088	0,23	0,006	2,80	1,16	12,84
MgO	1,31	0,039	1,31	0,030	0,72	0,84	0,84
Na ₂ O	0,35	0,010	0,30	0,007	0,40	0,300	0,60
K ₂ O	0,65	0,019	1,85	0,043	0,06	0,06	0,12
SO ₃	Сл.	—	0,26	0,006	Сл.	0,60	17,04
BaO	12,93	0,386	0,70	0,016	—	—	—
H ₂ O	—	—	—	—	0,20	0,40	2,13
П. п. п.	4,30	0,128	3,42	0,079	11,00	11,20	20,85
Сумма	95,60	2,852	99,61	2,301	99,92	100,48	99,37
Объем. вес породы	2,98	—	2,31	—	—	—	—

Примечание. Обр. П610 — неизмененный серицито-кремнистый сланец, П651 — тот же сланец, выветренный, П1392, П1394, П1426 — выветренные кварц-серицитовые сланцы.

ется данными химического анализа коры выветривания серицито-кремнистых сланцев (табл. 6, обр. П-610, П-651). Из таблицы выношен породообразующих химических элементов за исключением полуторного окисла железа и калия. Согласно существующим представлениям (Лукашев, 1964; Лисицына, 1968), калий хорошо мигрирует в гипергенных условиях и входит в группу легкоподвижных элементов наряду с натрием, магнием и кальцием. Поэтому некоторое увеличение содержания калия в верхнем горизонте коры выветривания, по-видимому, объясняется адсорбцией его глинистыми и слюдяными минералами в силу меньших ионных радиусов в периоды аридизации климата.

Вынос из коры большинства химических элементов происходит в результате выщелачивания рассеянной формы их и гипергенного преобразования первичных минералов исходной породы. Полностью окисляются первичные сульфиды металлов, выщелачиваются карбонаты кальция и сульфаты тяжелых металлов. Больше всех из коры выносятся кремнезем. Однако не удастся выяснить объем вынесенного кремнезема из профиля коры выветривания из-за широкого развития процессов вторичного окварцевания кремнистых пород.

Наряду с выносом большинства породообразующих химических элементов накапливаются редкие и сопутствующие металлы. Этот вопрос в данной работе не рассматривается. Отметим, что металлы образуют повышенные концентрации главным образом в элювиях нижних горизонтов профиля коры, очевидно, за счет размыва переотложения последних формируются стратиформные рудные накопления.

Коры выветривания филлитовидных углеродисто-слюдисто-кварцевых, кварцево-хлоритовых, хлорито-амфиболо-кварцевых сланцев. Эти породы переслаиваются с горизонтами кремнистых сланцев и кварцитов, кроме того, залегают в кровле и внутри амфиболовых тел.

Невыветренные¹ углеродисто-слюдисто-кварцевые сланцы черного цвета, пронизаны прожилками белого кальцита. Основная масса породы сложена кварцем (70—80%), серицитом (8—20%), углисто-глинистым веществом с сульфидами железа (пирит). Примесью служат единичные включения полевых шпатов, циркона и анатаза. Углисто-глинистые частицы образуют сплошные прослойки мощностью около 0,2—0,5 мм, беспорядочно рассеяны в породе. Чешуйки серицита распространены между зернами кварца равномерно по всей массе породы. Отмечаются микрочешуйчатые выделения мусковита. Из рудных минералов доминирует пирит, который распределен неравномерно и образует отдельные (0,1—0,2 мм) или порошковатые выделения по микрослонности пород.

В зоне дезинтеграции сланцы сильно трещиноваты. Трещины выполнены, как правило, кальцитом и гипсом. В зальбандах трещин широко развиты монтмориллонит в виде землестых агрегатов, эпигенетический пирит и реже гнездообразные выделения гидроокислов железа. Пирит либо равномерно рассеян в массе монтмориллонита, либо образует пленки по стенкам трещин. Основная масса кварцевых зерен и чешуек серицита и пирита не изменяется. Глинистые вещества представлены монтмориллонитами с примесью галлуазита, образованными за счет выветривания серицитов. Это довольно однозначно устанавливается в шлифах, при просмотре которых под микроскопом видны замещения серицита монтмориллонитом. Монтмориллонит и галлуазит диагностирован рентгенов-

¹ Невыветренные сланцы на выходах пород в пределах Коспактау не встречены, изучены по керну скважин.

скими исследованиями. Галлуазит представлен гидратированными разностями. Это доказывается рефлексом 10,1 Å.

Основная масса гипса образована, очевидно, за счет выщелачивания карбонатов кальция и окисления сульфидов, а также поступления сернокислых растворов из верхних горизонтов профиля коры выветривания. Под воздействием сернокислых растворов в зоне дезинтеграции формировались алуниды. Они представлены в основном прожилками, линзами и гнездообразными скоплениями по трещинкам и пустоткам в сланцах. В верхней части зоны трещиноватости сланцы приобретают темно-серую, серую, местами желтовато-бурую окраску. По трещинкам доминируют скопления гипса, кальцита, пирита и монтмориллонита бейделлитового ряда. В отличие от нижней части разреза тонкие нитевидного облика линзы углеродистого вещества осветлены и превращены в землистую массу, представленную, по данным рентгеновского анализа пород, каолинитом, диагностируется рефлексамы 7,18 Å; 3,57 Å; 2,49 Å.

Каолинит развивается по тонким (0,01—0,5 мм) сколовым трещинкам в виде микрочешуйчатого агрегата и связан с минеральными примесями углистой массы.

Каолинит в коре выветривания гумидного литогенеза, по мнению И. И. Гинзбурга (1946), формируется за счет стадийного преобразования слоистых силикатов.

Они в изученных нами сланцах, по-видимому, присутствуют в массе углеродистого вещества и являются исходным материалом для образования каолинитов. Мощность каолинитовой зоны от 10 до 50 м.

Выше по профилю сланцы заметно выветрелые. Желтая окраска пород сменяется светло-серой и белесовато-серой, участками желто-бурой. Под микроскопом основная масса породы сложена глинистыми минералами, кварцем, слюдами с примесью рудных минералов и полевого шпата. Кварц реликтовый составляет около 40—50%. Зерна кварца обычно неправильной формы, кавернозные, с неровными изъеденными краями вследствие процессов выщелачивания. Тонкочешуйчатый глинистый материал представлен галлуазитом, гидрослюдами, каолинитом, реже монтмориллонитом с примесью алуниды. Некоторые из этих минералов устанавливаются электронно-микроскопическими (рис. 23, а) и термическими (рис. 19, обр. П667, П862) исследованиями. Из числа рудных минералов преобладают пирит и гидроокислы железа, развитые неравномерно, местами образующие значительные скопления. В этом случае постоянные спутники их — алуниды. Они образуют прожилки, конкреции размером до 15—20 см в поперечнике и микроскопические выделения. Диагностируются термическими (рис. 19, обр. П848) и рентгенометрическими исследованиями. Характерная особенность пород данной зоны коры — широкое развитие пирита, который в виде тонкораспыленных частиц не-

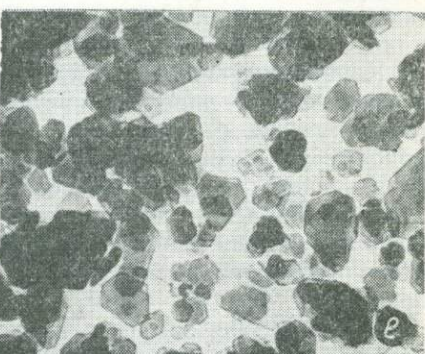


Рис. 23. Электронно-микроскопические снимки. Увел. 24 000.

a — гидроксиды с алунитом, *б* — каолинит с единичными зернами галлуазита, *в* — галлуазиты, *г* — галлуазиты с гидроксидами, *д* — монтмориллониты, нонтрониты, *е* — каолинит.

равномерно рассеян в массе глинизированного сланца и по отношению к глинистым минералам является эпигенетическим или разновозрастным с ними. Указанные минералы в породах данной зоны встречаются в ряде случаев вместе. Устанавливается ассоциация: каолинита, гидроокислов железа и алунита; гидрослюд, галлуазита, гидроокислов железа и алунита; монтмориллонита и каолинита; каолинита и гидрослюд.

Во всех случаях постоянным спутником является пирит и гидроокислы железа. Сложная парагенетическая ассоциация гипергенных минералов обусловлена частой сменой гидрогеохимических условий в момент формирования коры выветривания за счет частой смены перемененно влажного и умеренно аридного климатов.

Выше по профилю сланцы белесоватого и белого цвета, нередко с текстурой неизменных сланцев. Основная масса породы сложена глинистыми минералами и реликтовым кварцем. Второстепенные минералы — гидроокислы железа, карбонаты, гипс, барит, алунит и др.

Глинистые минералы представлены главным образом каолинитом с примесью галлуазита и гидрослюд. Они диагностируются термическими (рис. 19, обр. П666), электронно-микроскопическими (рис. 23, б) и рентгенометрическими исследованиями. Чешуйки каолинита несовершенной кристаллической структуры, о чем свидетельствует отсутствие в изученном образце 4,18 и 4,13 Å рефлексов, являющихся, по мнению Г. В. Бриндли (1965), признаками каолинита совершенной кристаллической структуры. Галлуазиты представлены мельчайшими трубчатыми агрегатами в тесной ассоциации с гидрослюдами (рис. 23, в) и каолинитом.

Карбонаты, пирит, гидроокислы железа неравномерно распространены в породе. Участками они интенсивно пигментируют глинистую массу или образуют пятнистые скопления и порода приобретает бурую окраску. По данным термического, рентгенометрического, микроскопического изучения образцов пород, в составе гидроокислов железа доминирует гетит с примесью гематита.

Гипс, барит, алунит встречаются спорадически, но наиболее часто в верхней части данной зоны на границе с обохренными брекчиями.

Зона брекчия залегает на контакте с горизонтами кремнистых пород. Представлены бурыми, сильноожелезненными обломками выветрелых филлитовидных сланцев, кремнистых пород, кварца и глинистоохристым материалом, алунитом, гипсами, углеродисто-графитовым веществом, зернами реликтового кварца и нередко вторичными минералами ванадия, молибдена, свинца, марганца и др. В числе аксессуаров отмечаются единичные включения турмалина, циркона, апатита, сфена. Глинистый материал сложен каолинитом, галлуазитом. Они однозначно устанавливаются на электронно-микроскопических снимках (в виде хорошо окристаллизованных чешуек каолинита и трубчатых выделений галлуази-

та) и кривых нагревания. Гипс встречается в виде шестовато-столбчатых хорошо окристаллизованных рыхлых агрегатов и vyplняет пустотки и поры в массе брекчий. Гидроокислы железа представлены гетитом, гидрогетитом и гематитом. Местами они образуют значительные скопления (более 20—30%). Гипергенные рудные минералы тесно ассоциируются с минералами глин, окисного железа, местами формируют залежи бурых руд с содержанием полуторных окислов железа (40—50%). Мощность залежей от 0,5 до 4 м, длина до 100—300 м.

Таким образом, по данным минералого-петрографических исследований, в составе профиля коры выветривания филлитовидных сланцев выделяются зоны дезинтеграции, гидрослюдов, каолинитов и брекчия.

Для выяснения закономерностей формирования коры выветривания проводили геохимические исследования (рис. 24). Кремний, закисное и окисное железо выносятся из большинства зон профиля коры, иногда образуют значительные скопления в зоне брекчия. Увеличение закисного железа в зоне брекчия объясняется эпигенетическими новообразованиями пирита и магнетита.

В отличие от типично гумидных кор выветривания устанавливается инертность кальция, натрия, калия и магния, количество которых больше, чем в исходной породе. Повышенное содержание этих элементов обусловлено развитием магнезиальных силикатов, сульфатов щелочей в коре выветривания умеренно аридной зоны литогенеза. Наличие сульфатных минералов подтверждается повышенным содержанием SO_3 . Алюминий характеризуется инертностью. Его содержание в каолиновой зоне увеличивается более чем в два раза по сравнению с исходной породой.

Минералого-петрографический состав и геохимическое поведение отдельных порообразующих элементов свидетельствуют о сложных процессах формирования коры выветривания в условиях частой смены влажных и сухих субтропических ландшафтов, господствовавших в поздне-альб-сеноманском веке в Центральных Кызылкумах.

Коры выветривания амфиболитов тасказганской свиты широко распространены в Коспактау (Ауминзатау). Изучены поверхностными, подземными горными выработками и буровыми скважинами.

Породы амфиболитового и габбро-амфиболитового состава образуют согласно залегающие межпластовые тела. В разрезе тасказганской свиты переслаиваются с горизонтами кремнистых пород, метаморфических сланцев и карбонатных пород. На контакте со сланцами амфиболитовые породы фациально замещаются хлорит-амфиболо-кварцевыми или слюдисто-хлорито-кварцевыми сланцами.

Приводим описание коры выветривания амфиболитов, изученных по керну скважины в Коспактау и по обнажению горки Косчека.

Свежие амфиболиты зеленовато-серого, серовато-темно-зеленого цвета. Сложены амфиболами (10—50%), хлоритом (20—40%), плагиоклазами (5—50%), эпидотом (5—30%), кальцитом (3—

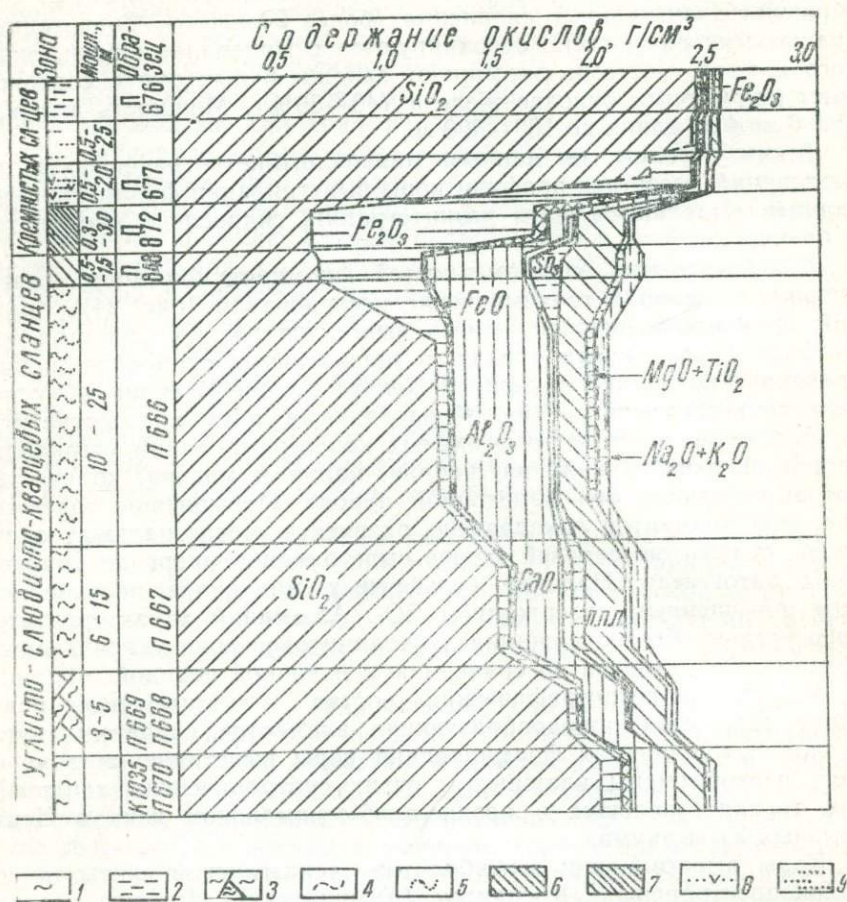


Рис. 24. Геохимический профиль линейно-межпластовой коры выветривания углеродисто-кремнистых и углеродисто-сланцевых кварцевых сланцев тасказганской свиты докембрия гор Ауминзатау.

Неизменные сланцы: 1—углеродисто-сланцевые, 2—углеродисто-кремнистые. Зоны коры выветривания углеродисто-сланцевых сланцев: 3—дезинтеграции, 4—гидрослюд, 5—каолинитов, 6—брекчия с охрами, 7—охры. Зоны коры выветривания углеродисто-кремнистых сланцев: 8—выщелачивания и вторичного окварцевания, 9—выщелачивания.

20%), кварцем (2—10%) и единичными зернами пироксена, рудными минералами, апатитом, цирконом (2—15%).

Амфиболы представлены актинолитом. Хлориты в виде табличек и агрегатов развиваются по амфиболам. Нередко отмеча-

ются псевдоморфозы по ним. Зерна плагиоклазов в виде порфировых выделений. Эпидот распределен в породе в виде прожилков и гнезд и мелких беспорядочно рассеянных зерен. Они чаще тяготеют к актинолиту и хлориту. Кальцит в виде прожилков и отдельных зерен равномерно рассеян в породе. Кварц в виде гранобластового агрегата обычно ассоциирует с плагиоклазом, местами образует микропрожилки. Рудный минерал представлен пиритом, приурочен к выделениям темно-цветных минералов.

В наиболее полных профилях коры выветривания выделяются зоны дезинтеграции, гидрослюдисто-монтмориллонитовая, каолининовая.

В зоне дезинтеграции амфиболиты грязно-зеленоватого цвета, трещиноватые. По многочисленным трещинам развиты линзовидные прожилки (0,1—2,0 см) мелкозернистого кальцита, примазки гидроокислов железа, хлориты, клинохлор и монтмориллониты. Наличие магнезиальных силикатов подтверждается данными электронно-микроскопического изучения образцов и повышенным содержанием магния в них (рис. 25, обр. П178, П179). Гидроокислы железа приурочены к местам обогащения амфиболов и контакту линзовидных выделений плагиоклазов. Сульфиды железа, как в неизмененных амфиболитах, отмечаются в виде микрозернистых скоплений по сланцеватости породы и отдельных зерен. Участками к породам данной зоны приурочены повышенные скопления золота до 2 г/т.

В гидрослюдисто-монтмориллонитовой зоне амфиболиты зеленовато-серые с бурыми пятнами гидроокислов железа. В породе видны чередования выветрелых и неветрелых полос — микрослойков. Они расположены параллельно сланцеватости пород. По сколовым трещинам наблюдаются прожилки кварца, рыхлые образования глин землистого облика с пиритом.

Глинистый материал представлен гидрослюдами, монтмориллонитом и хлоритом. Под микроскопом видны замещения амфибола хлоритом и гидроокислами железа, частично развит каолинит. Вверх по разрезу данной зоны увеличивается степень изменения пород. Наряду с этим происходит изменение и количественного соотношения глинистых минералов. Монтмориллониты уступают гидрослюдам и каолиниту. Встречаются реликтовые зерна полевых шпатов, кварца, аксессуарий и гидрослюды с примесью гидроокислов железа, монтмориллонита. Присутствие галлуазита и гидрослюды довольно однозначно диагностируется на электронно-микроскопических снимках (рис. 23, г). На контакте с кремнистыми сланцами отмечаются эпигенетические кварц, гипс и вторичные ванадаты. Мощность зоны 10—15 м.

Минералого-петрографическая зональность профиля коры выветривания подтверждается данными геохимического изучения пород коры. Однозначно устанавливается вынос из коры выветри-

медь, галлий и другие образуют невысокие концентрации в нижних горизонтах коры.

Коры выветривания кварц-амфиболитовых и хлорито-кварцевых сланцев таскаганской свиты залегают между горизонтами кремнистых пород, в кровле и подошве амфиболитовых тел и фациально замещают их.

Неизменные сланцы сложены в основном амфиболами и хлоритом (60—80%), плагиоклазом (до 25%), кварцем (10—30%), рудными минералами и аксессуориями.

В зоне дезинтеграции сланцы слабо трещиноваты, но полностью сохраняют первичные структурные и текстурные признаки. По трещинам развиты прожилки кварца и кальцита.

Выветривание пород проявляется в том, что амфибол частично разложен и по ним местами развит хлорит с пиритом. В верхней части зоны хлорит преобладает над кварцем, амфиболы полностью хлоритизированы и частично глинизированы. Мощность зоны от 3—10 до 20 м.

В гидрослюдисто-монтмориллонитовой зоне сланцы зеленовато-белесые, с пиритом и пятнами гидроокислов железа. В значительной степени сохранилась структура и текстура исходных сланцев. По данным электронно-микроскопических снимков, порода сложена монтмориллонитом, нонтронитом (рис. 23, *д*) и каолинитом. Чешуйки каолинита отличаются мелкими хорошо окристаллизованными шестигранными кристалликами. Глинистые минералы и хлорит образованы за счет амфибола и плагиоклаза, о чем свидетельствуют реликты сильноразложенных глинизированных амфиболов. По трещинам наблюдается скопление хлоритов и пирита. Под микроскопом видно, как по хлориту развиваются глинистые минералы. Реликтовый кварц в породе составляет около 10—20%. Чередование выветрелых глинизированных микрослойков амфибола и кварца придает породе сланцеватую текстуру. Встречаются единичные зерна новообразованного рутила среди основной глинистой массы. Таким образом, из числа первичных минералов сохранились только кварц и реликты глинизированных амфиболов.

В каолиновой зоне сланцы белого, пятнисто-буровато-белого и желтовато-буроватого цвета с текстурами исходной породы. Сланцы глинизированы.

Сложены каолинитом, галлуазитом и реликтовым кварцем. На выходах неравномерно пропитаны гидроокислами железа, на глубине ассоциируются с пиритом. Каолинит представлен хорошо окристаллизованными чешуйками псевдогексагональной формы с зональным строением кристалликов (рис. 23, *е*), что свидетельствует о росте их в процессе развития коры выветривания. Такие примеры в литературе не описаны. На кривых нагревания каолиниты фиксируются четким пиком в интервале температур 540—550° и экзотермическим эффектом 950—970°.

Каолиниты представлены совершенной кристаллической структурой. Это устанавливается 4,19 Å каолинитом (обр. П1421, П1414). Устанавливаются единичные зерна гиббсита. В верхней части зоны коры порода состоит из глиноподобной массы, сложенной глинизированными амфиболами и плагиоклазами. По ним развиты гидроокислы железа, представленные гетитом, гидрогетитом.

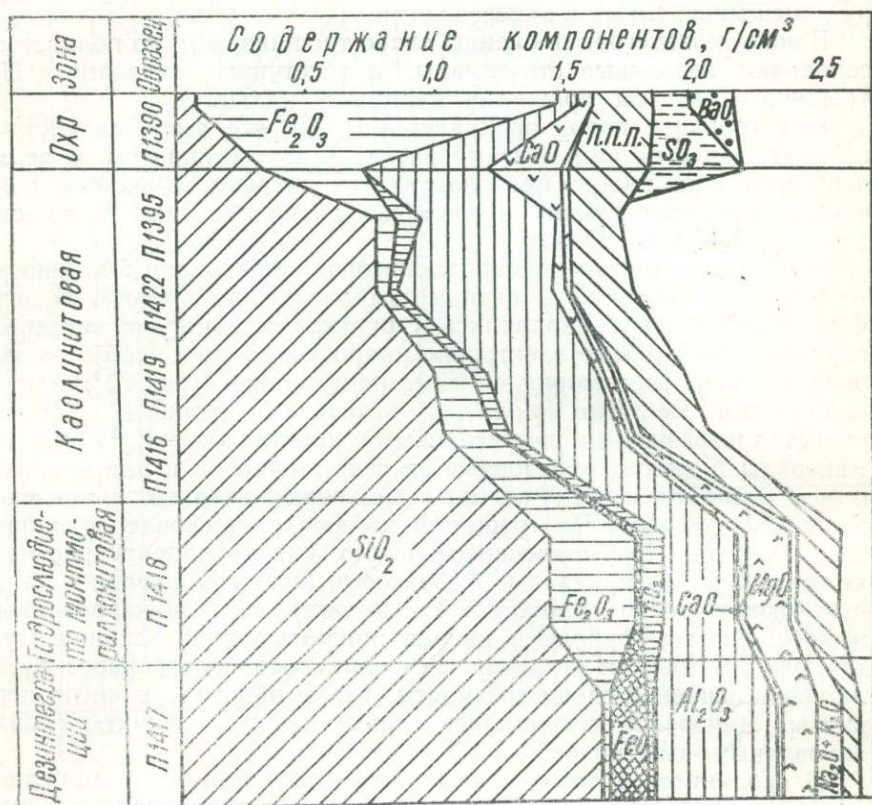


Рис. 26. Геохимический профиль межпластовой коры выветривания кварц-амфиболовых сланцев тасказганской свиты докембрия гор Ауминзатау.

том. Они образованы за счет магнетита и пирита. В породе отмечаются единичные зерна эпидота, сфена и магнетита. Мощность зоны от 3—4 до 25 м.

Зона каолинитов, как правило, венчает разрез площадной коры выветривания сланцев. Однако в линейно-пластовом морфологическом типе над каолинитовой зоной в профиле коры нередко выделяется зона полуторных окислов железа (рис. 26).

Зона охр залегает на контакте с горизонтами кремнистых пород (рис. 25). Макроскопически представляет бурые породы рыхлого или мелкобобового сложения с обломками ожелезненных выветренных сланцев, кремнистых пород и кварца. Нередко они сопровождаются глиной трения сложенного каолинитом, импрегнированного гидрогетитом и гетитом.

Брекчия сцементирована гипсом и глинисто-железистым материалом. Гипсы поверхностной зоны образуют скопления в виде шестоватых агрегатов или неравномерно рассеяны в массе породы. На глубине гипсы выполняют пустотки, трещины и межзерновые пространства. Зона охр прослеживается по простиранию пород на многие десятки и сотни метров при мощности от 0,3 до 12 м. Гидроокислы железа, по данным рентгенометрических, электронно-микроскопических, термических исследований, представлены гетитом, гидрогетитом и гематитом. Гетит на кривых нагревания образца (рис. 27, обр. П1390, 1392) фиксируется эндопиком 340—370°. Гидроокислы железа на электронно-микроскопических снимках представлены звездочками и удлиненно-игольчатыми агрегатами (рис. 28, а). Каолинит образован хорошо окристаллизованными кристалликами шестигранной формы, иногда довольно крупных размеров — до 3 мк (рис. 28, б). Отмечаются палыгорскиты в виде спутанно-волоконистых, удлиненно-игольчатой формы агрегатов (рис. 28, в). В глинисто-охристой массе местами устанавливаются единичные включения диаспора, корунда (Пак, Колдаев, 1973). Наличие их подтверждается данными химического анализа (табл. 6, обр. П1392, П1394, П1426).

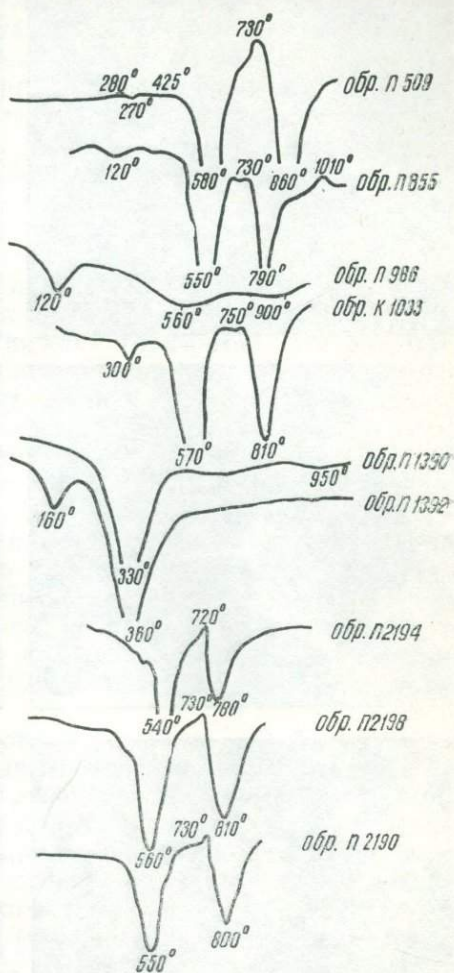


Рис. 27. Термограммы продуктов коры выветривания.

Обломки сланцев в зоне охр выветренные, каолинизированные, сильно пропитаны гидроокислами железа. Обломки кремнистых

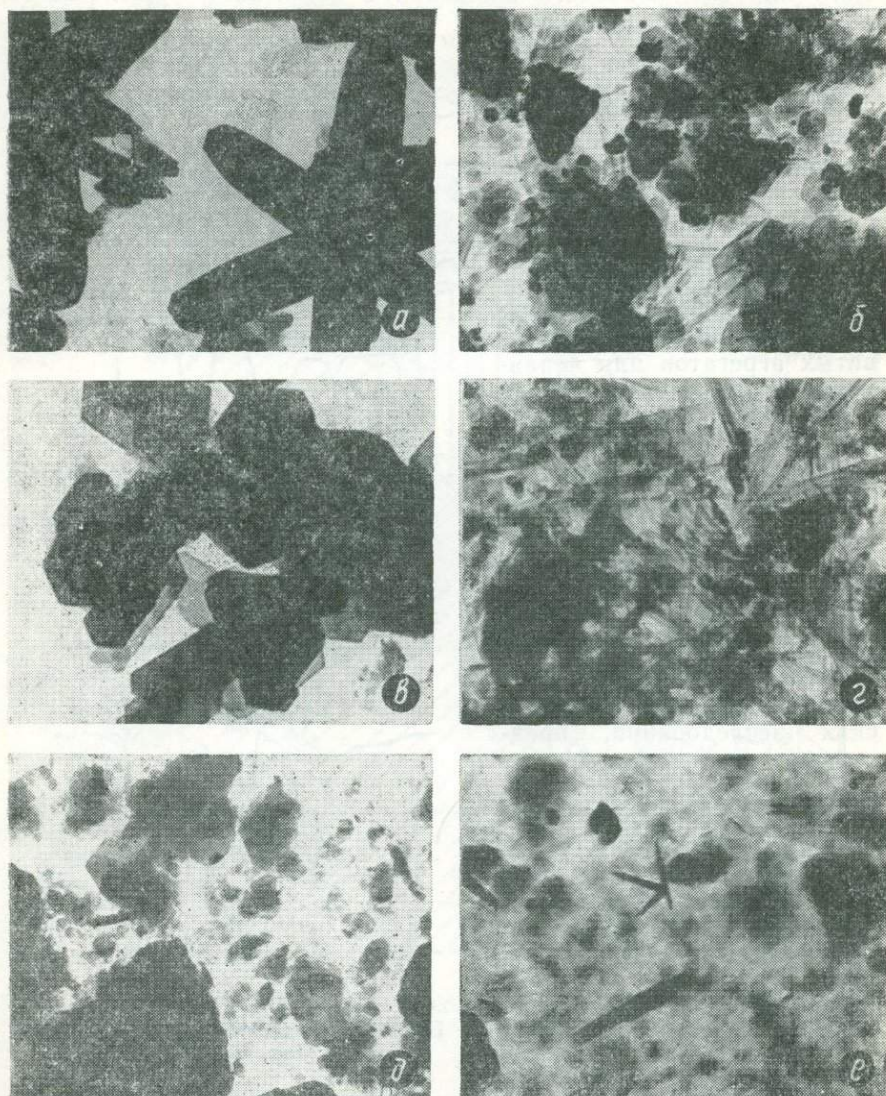


Рис. 28. Электронно-микроскопические снимки. Увел. 22 000.

а — лимониты, *б* — каолинит, *в* — каолинит, гидрослюда, *г* — палыгорскит, каолинит, *д* — гидрослюда, каолинит, *е* — монтмориллонит, примесь гидрослюда гилса.

пород со следами выщелачивания и вторичного окварцевания, покрыты гидроокислами железа.

В глинисто-охристой массе нередко отмечаются вторичные минералы ванадия, меди, молибдена и свинца со значительными концентрациями.

Геохимическое изучение коры выветривания кварц-хлоритовых и кварц-амфиболовых сланцев показывает вынос только кремнезема и переход части закисного железа в окисное. Однако в зоне охр линейно-контактной (межпластовой) коры наблюдается накопление закисного железа (рис. 26) за счет эпигенетического пирита. Алюминий, титан, окисное железо, кальций и магний инертны в площадных и линейно-межпластовых морфогенетических типах коры. Наибольшие скопления железа, связанные с верхними горизонтами профили коры обусловлены инфильтрационно-эпигенетическим накоплением при ее формировании. При этом накопление полуторного окисла железа сопровождалось выносом кремнезема, алюминия и щелочных элементов. Натрий, калий накапливались только в нижних горизонтах, что связано с образованием гидрослюд и монтмориллонитов. На заключительных стадиях выветривания этих сланцев отмечался вынос щелочных элементов в связи с трансформацией гидрослюд и монтмориллонитов в каолиниты. Увеличение количества кальция и магния связано с развитием гипса, палыгорскита и магниесодержащих монтмориллонитов.

Спектральными анализами в породах зоны охр устанавливаются барий и стронций (около 1% и более), марганец, ванадий, никель, молибден, цинк, мышьяк, редкие земли иттриевой группы и медь (от 0,01 до 0,05%), хром, свинец, кобальт, молибден, иттрий, галлий (тысячные доли процента). Данные химического анализа показывают повышенные содержания ванадия и молибдена.

Коры выветривания гранитоидов развиты в Алтынтауском массиве, представлены площадным морфологическим типом. Коры выветривания гранитов и гранодиоритов развиты вдоль бордюра меловых отложений и в погребенной части под континентальными конгломерато-гравелито-песчано-глинистыми осадками позднеальб-сеноманского возраста.

Отдельные реликты линейного морфологического типа отмечаются по Мечеть-Сарапанскому (южный склон Алтынтау), Айтымскому (северо-западные склоны Алтынтау) разломам и по ряду мелких разрывных дислокаций. Фиксированы скважинами и прослеживаются на глубину более 100—120 м. Представлены зонами каолинизации гранитов, которые участками, особенно по зальбандам, сильно пропитаны гидроокислами железа, содержат ванадаты. В линейных морфологических типах коры зона гидрослюд и дезинтеграции отсутствует. В этом случае каолинизированные граниты без промежуточных переходных продуктов выветривания сменяются невыветренными гранитами. Основные гипергенные минералы в каолинизированных гранитах линейной коры вывет-

ривания — каолинит, гидрослюда и гидроокислы железа, участками окрашивающие породу в буро-красный цвет.

Когда линейная кора выветривания развита по биотитовым гранитам наряду с каолинитом и гидрослюдами, в продуктах выветривания существенную роль играют гидрохлориты.

Линейные коры выветривания этого района являются коллекторами подземных вод. Поэтому родники и колодцы района Айтымтау приурочены к зонам линейной коры выветривания. Они играют также важную роль в циркуляции подземных вод, через эти структуры происходит перелив вод из одних гидрогеологических структур и горизонтов в другие и глубокая восходящая циркуляция вод домезозойского фундамента в осадочный чехол мезозоя — кайнозоя.

Линейно-площадной морфологический тип коры выветривания гранитоидов Алтынтауского интрузива изучали А. И. Пак, В. М. Мазин, Г. А. Печенкин и А. А. Бабаджанов, В. В. Сикорский, А. Г. Черняховский, Х. Нуруллаев и др. А. Г. Черняховский (1966) указывает, что в коре выветривания гранитов Алтынтау отсутствует ясно выраженное зональное строение профиля. Однако по результатам наших исследований в разрезе коры выветривания гранитоидов Алтынтау устанавливается четко выраженная минералого-петрографическая зональность: исходные породы для образования коры — лейкократовые, биотитовые, двуслюдяные граниты, гранодиориты, аляскиты, адамелиты, аплитовидные граниты и их производные. Они перекрыты меловыми отложениями и вскрываются многочисленными буровыми скважинами на глубинах от 2 до 320 м. Мощность кор колеблется от 0,5 до 5—10 м и более. Отложения сеномана залегают на гранитной дресве или на невыветренных гранитах. Мощности кор выветривания постепенно уменьшаются с запада на восток, в связи с чем в погребенной части восточного эндоконтакта Алтынтауского интрузива и в погребенной части Кокпатасского гранодиоритового массива развиты преимущественно дезинтегрированные или свежие гранитоиды с маломощными (до 0,5 и 1,0 м) линзовидного облика реликтовыми телами глинизированных разностей гранитоидов. Это объясняется тем, что площадь Кокпатасского интрузива в сеномане представляла более приподнятую фронтальную часть педимента и примыкала к северо-западному более крутому склону Кызылкум-Южнотяньшаньского цокольного поднятия, тогда как площадь Алтынтауского интрузива располагалась в наиболее выровненной части позднеальб-сеноманского педимента. Из-за расширения зоны аккумуляции образующиеся коры выветривания перекрывались осадками позднеальб-сеномана.

Элювий зон дезинтеграции представлен гранитной дресвой розоватого или красноватого цвета за счет импрегнации реликтовых минералов гидроокислами железа. Под отложениями сеномана дресва серого цвета без следов покраснения. По-видимому, покраснение гранитной дресвы на выходах гранитов обусловлено

окислением пирита, образовавшегося из-за верхнемеловой трансгрессии моря. Кроме того, часть гидроокислов железа могла образоваться за счет разложения биотита.

Основные гипергенные изменения в гранитоидах — слабая гидратация биотита, образование гидробиотита и гидроокислов железа. Полевые шпаты не изменяются за редким исключением, когда гидрослюда развиваются по краям зерен калишпатов. Мощность зоны от 0 до 5 м.

Выше по разрезу развиты глинизированные гранитоиды гидрослюдистой зоны, на отдельных участках неравномерно сидеритизированные, но чаще сохраняющие структурный облик неизмененных гранитоидов. Сидерит образует гнездовидные обособления и выполняет трещины в породе. Состоит из таблитчатых, линзовидных и розетковидных зерен буровато-серого цвета. Часто разъедает кварц и полевые шпаты, образованные за счет инфильтрационных процессов.

Главный гипергенный глинистый минерал — гидрослюда — при резко подчиненном значении каолинита. Гидробиотит развивается по плаггиоклазам и в краевых частях зерен калишпатов. Биотит представлен гидратированными разновидностями бурого и зеленовато-бурого цвета. Каолинит развит по гидробиотитам и гидрослюдам. Преобладание гидрослюд над каолинитом устанавливается незначительным повышением содержания калия в породах гидрослюдистой зоны относительно невыветрелых гранитов (табл. 7, обр. К588, К589). Калишпаты в основной массе сохраняются без существенных изменений. Реликты плаггиоклазов не сохранились, что свидетельствует о меньшей устойчивости в коре выветривания по сравнению с калишпатами. Реликтовые зерна кварца трещиноваты, приобретают неровные, зубчатые очертания из-за коррозионного воздействия андезита, гидрослюд и каолинита. Трещины нередко выполнены сидеритом и глинистыми минералами. Мощность зоны 0—5 м.

Выше по разрезу кора выветривания представлена элювием каолинитовой зоны. Сложена каолинитом, гидрослюдами, мусковитом и реликтовыми зернами кварца. Порода местами сильно карбонатизирована, особенно на участках развития трещин, зон дробления, которые в той или иной мере водоносны. Породы на выходах сильно огипсованы в основном на участках, прилегающих к обводненным зонам линейной коры выветривания. Огипсования пород под меловыми отложениями не наблюдается, это, по-видимому, связано с новейшими геологическими процессами в аридной зоне литогенеза.

Изучение образцов термическим и электронно-микроскопическим методами устанавливает преобладание каолинитов с незначительной примесью гидрослюд. Это подтверждается уменьшением содержания калия и увеличением количества глинозема в элювиях верхних горизонтов коры (табл. 7, обр. К582). Каолиниты образованы за счет полевых шпатов и мусковита, гидрослю-

Химические анализы погребенной коры выветривания биотитовых гранитов Алтынтауского интрузива по образцам

Окисел	K588		K587		K586		K589		K582	
	весов. кол-во %	г/см ³	весов. кол-во %	г/см ³	весов. кол-во, %	г/см ³	весов. кол-во, %	г/см ³	весов. кол-во, %	г/см ³
SiO ₂	72,40	1,831	71,80	1,766	70,94	1,738	65,96	1,431	64,40	1,159
Fe ₂ O ₃	0,74	0,019	0,88	0,012	1,51	0,037	2,00	0,043	3,00	0,054
FeO	1,44	0,036	0,79	0,019	0,75	0,018	1,47	0,032	0,54	0,010
TiO ₂	0,30	0,007	0,20	0,005	0,30	0,007	0,60	0,013	0,45	0,008
P ₂ O ₅	0,14	0,003	0,09	0,002	0,12	0,003	0,04	0,001	0,15	0,003
Al ₂ O ₃	13,74	0,348	13,92	0,342	14,10	0,345	15,88	0,345	20,00	0,360
CaO	1,52	0,038	1,52	0,037	0,83	0,020	0,69	0,015	0,14	0,003
MgO	0,60	0,013	0,50	0,012	0,50	0,012	1,70	0,037	0,30	0,006
Na ₂ O	3,35	0,085	3,42	0,84	3,40	0,083	1,12	0,024	0,35	0,007
K ₂ O	3,90	0,099	4,45	0,109	4,55	0,111	3,95	0,086	2,65	0,048
MnO	0,01		0,01	0,000	0,17	0,004	0,01	0,000	0,01	0,001
			0,02	0,000	0,38	0,009	0,28	0,006	0,05	0,008
CO ₂	0,00		0,00	0,000	0,19	0,005	0,16	0,003	0,15	0,003
SO ₃	0,00		0,00	0,000	0,00	0,000	0,02	0,000	0,04	0,001
S сульф.	0,00		0,00	0,000	0,00	0,000	0,02	0,000	0,04	0,001
П. п. п.	1,70	0,043	2,14	0,053	2,42	0,059	6,20	0,126	7,30	0,131
Объем. вес	2,53		2,46		2,45		2,17		1,80	
Сумма	99,83	2,387	99,81	2,441	100,16	2,451	99,63	2,162	99,44	1,798

Примечание. Обр. K588—неизмененные граниты, K587—дресва гранитная, красная, K586—дресва гранитная, серая, K589—элювий гидрослюдистой зоны, K582—элювий каолининовой зоны.

ды — из-за трансформации каолинита, биотита и хлорита, раз-
вившимся по темноцветным минералам. В состав новообразова-
ния входят также гидроокислы железа и пирит. Первые представ-
лены гидрогетитом, гетитом, гематитом. Местами образуют скоп-
ления до 3—4% и интенсивно окрашивают глинистый элювий
гранитов в красно-бурые или розовато-красно-бурые цвета. Суль-
фиды железа в данном горизонте элювия гранитов представлены
тонковкрапленными выделениями пирита. Распространены нерав-
номерно, ассоциируют с участками сильной карбонатизации пор-
род. По-видимому, карбонатизация и сульфидизация продуктов
выветривания связаны с наложенными процессами и совпали во
времени с накоплением осадков поздне-альб-сеномана и раннего
турона.

Наряду с гипергенными минералами в элювии в большом ко-
личестве присутствуют реликтовые зерна кварца, единичные
включения акцессориев (циркон, апатит, монацит, анатаз, сфен,
лейкоксен, магнетит и др.). Кварцевые зерна округлой формы с
зубчатым очертанием за счет выщелачивания, сильно трещинова-
ты. Трещины выполнены каолинитом, карбонатом или гидроокис-
лами железа. Х. Нуруллаев (1972) зафиксировал единичные зна-
ки самородного золота. Мощность зоны 0—6 м.

Кору выветривания гранитоидов изучали объемным мето-
дом. Это позволило рассмотреть поведение химических элементов
в профиле выветривания.

Легкоподвижный натрий выносится из профиля коры на на-
чальных стадиях изменения пород. Подвижные элементы — за-
кисное соединение железа, кальций, калий, кремний, магний и
фосфор — в основном из верхней каолиновой зоны. В зоне гид-
рослюд и дезинтеграции содержание калия выше, чем в неиз-
мененных гранитоидах, что объясняется накоплением щелочных
элементов в элювиях нижних горизонтов. Содержание магния
уменьшается в зоне дресвы, увеличивается в зоне гидрослюд и
вновь уменьшается более чем в 2 раза по сравнению с исходными
гранитами в каолиновой зоне (табл. 7). Накопление магния
обусловлено, очевидно, относительной устойчивостью биотита в
коре выветривания, в решетку которого входит магний, и присут-
ствием хлорита, наследующего магний для построения брусито-
вого слоя.

Инертными оказались алюминий, титан и полуторные окислы
железа. Содержание полуторных окислов железа в коре вывет-
ривания увеличивается в 2,5 раза и более, тогда как количество
титана и алюминия во всех зонах почти не изменяется (табл. 7)
и связано с преобразованием первичных силикатов в гидрослюды
и каолинит, с выносом кремнезема, возникновением рутила при
выветривании биотита и развитием гидроокислов железа за счет
окисления закисного.

По данным полуколичественных спектральных анализов, в
продуктах коры выветривания устанавливается присутствие ба-

рия, стронция, марганца, циркония, ванадия (сотые доли процента), хрома, меди, свинца, галлия (0,001—0,005%), никеля (менее тысячных долей процента).

Кора выветривания данной зоны отличается от подобных образований гумидных зон литогенеза тем, что в элювиях гидрослюдистой и каолиновой зон присутствуют сульфатная и сульфидная минерализации. Расчеты химического анализа показывают, что наряду с гипсом развиты сульфаты магниезальных солей.

Кору выветривания гранитоидов Алтынтау А. Г. Черняховский относит к рэт-лейасовой каолиновой постоянно влажного тропического климата. Однако анализ палеоклимата позднеальб-

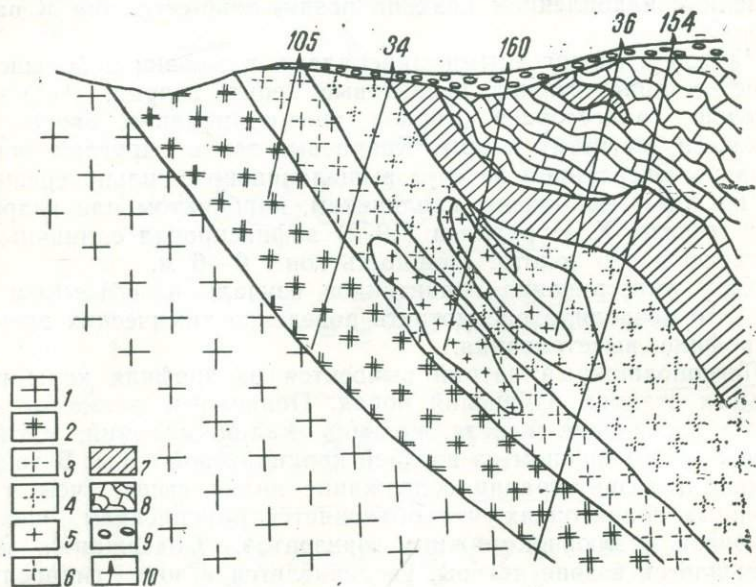


Рис. 29. Геологический разрез линейной коры выветривания гранитов Карнабского интрузива.

1— биотитовые граниты неизмененные. Зоны коры выветривания биотитовых гранитов: 2— дезинтеграции, 3— гидрослюдистая, 4— каолиновая. Зоны коры выветривания аляскинских гранитов: 5— дезинтеграции, 6— гидрослюдистая, 7— бокситовидные породы, 8— известняки, 9— меловые отложения, 10— скважины.

сеноманского века устанавливает господство умеренно аридного и переменного влажного субтропического климата. В Алтынтау сохранились только реликты поверхностей выравнивания позднеальб-сеноманского века. Поэтому возраст кор выветривания не древнее альб-сеномана. Минералого-петрографический и геохимический состав кор выветривания гранитоидов свидетельствует о том, что они образовались на выровненной приморской денудационной цокольной равнине с высоким стоянием уровня грунтовых вод, вследствие чего большая часть площади представляла заболоченную местность. В эпоху аридизации климата процессы

коры выветривания несколько замедлялись, падение уровня грунтовых вод обуславливало некоторую сульфатизацию верхних горизонтов коры выветривания. На этом этапе из-за снижения кислотности и увеличения щелочности грунтовых вод образовались гидрослюдистая минерализация за счет трансформации каолинитов, первичных алюмосиликатов и накопления полуторных окислов железа главным образом в верхних горизонтах коры выветривания.

Коры выветривания сеноманского века встречаются в Зирабулак-Зиаэтдинских, Каратепинских горах, под континентальными отложениями сеноманского возраста в Западном Узбекистане. Распространены здесь спорадически и представлены главным образом линейными морфологическими типами. Типичный представитель — линейная кора выветривания, развитая по биотитовым порфиоровидным гранитам Карнабского интрузива вдоль полосы известняков силура.

Кора выветривания этого участка описана в работах В. Г. Кузнецова, В. И. Данчева, В. С. Князева (1959), Ш. К. Расулева (1964, 1972), А. И. Пака, А. А. Колдаева, Ш. К. Расулева (1974). В профиле коры асимметричного строения выделяются элювиальные образования зон дезинтеграции, гидрослюдистой и каолинитовой зон (рис. 29). Между каолинитовой зоной и известняками силура, а также в телах известняков развиты красно-бурые карстовые образования — терра-росса, сложенные зернами кварца, глинами гидрослюдисто-каолинитового состава, буро-красного цвета с окатышами сильноожеженных глин, бобовин бурых железняков, обломков известняков. Порода сильно пропитана гидроокислами железа, огипсована и карбонатизирована. Окатыши глин покрыты корками бурых гидроокислов железа с палыгорскитом (рис. 28, з). Большинство окатышей глин состоит из палыгорскита, каолинита и гидроокислов железа. Сильная карбонатизация и огипсование карстовых образований, развитие палыгорскита в них связаны с последующими наложенными процессами в периоды аридизации климата.

Коры выветривания сеноманского века отличаются от альбских меньшим площадным развитием. Линейно-площадной тип коры, развитый спорадически в Центрально-Кызылкумском регионе, по мере удаления на юго-восток и юг от Западного Узбекистана постепенно исчезает. Здесь распространены главным образом элювиальные образования зон дезинтеграции и отчасти каолинитовые коры выветривания линейного морфологического типа.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ВЕРХНЕГО МЕЛА, ПАЛЕОГЕНА И АНТРОПОГЕНА

В туронском и сенонском веке отмечена дальнейшая аридизация климата, в результате чего территория Западного Узбекистана располагалась в умеренно аридной климатической зоне. В геологическом отношении произошло расчленение Кызылкумо-Южнотяньшаньского поднятия и образование двух самостоятельных относительно небольших по площади морфоструктур — Тамдытауское и Нуратинское поднятия. Выравнивание рельефа вызвало ранне-туронскую трансгрессию и расширение зон аккумуляции.

Коры выветривания, как и в предшествующий период геологического развития, формировались во всех ландшафтно-фациальных зонах (рис. 30, а). Туронские коры выветривания, развитые на педиментах, представлены главным образом маломощными (1—3 м) элювиальными образованиями зон дезинтеграции и слабоглинизированными палеозойскими породами. Установлены скважинами к югу от гор Алтынтау, между горными массивами хр. Кульджуктау и Ауминзатау (рис. 31) и северной частью Зирабулакских гор. Всюду перекрыты морскими отложениями турона.

В зоне дезинтеграции породы трещиноватые, с гидроокислами железа, прожилками кальцита и единичными выделениями хлорита. Мощность элювия не превышает 3 м.

Глинистые продукты выветривания ограниченно распространены и приурочены к понижениям древнего рельефа. Мощность глинистых кор выветривания не превышает 2—3 м. По-видимому, формирование их связано с местными увлажненными ландшафтами в пределах умеренно аридной климатической области.

Коры выветривания сенонского века, развитые на докольных предгорных равнинах, устанавливаются в Бешбулаке, Мурунтау, Аристантау, Джетымтау, Южном Нуратау и под отложениями сенона к северу от Тамдытау, Северного Нуратау и в Амантайской и Каракатинской (северный борт) впадинах.

В Бешбулаке кора выветривания отмечается в 7—10 км к юго-востоку от горы Окжетпес. Развита здесь на осадочно-мета-

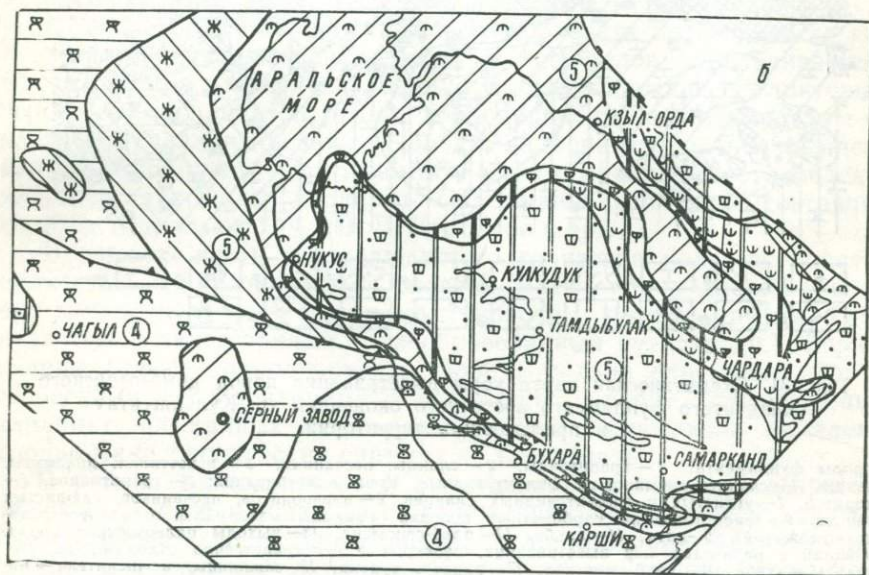
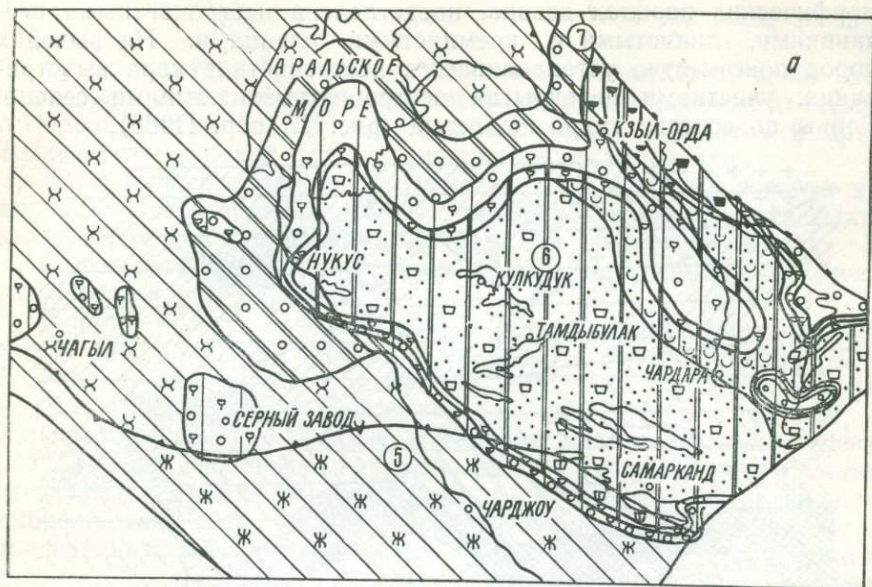


Рис. 30. Распространение литогенетических и фациальных типов кор выветривания позднеюрского (а) и датского (б) веков Западного Узбекистана и прилегающих территорий. Условные обозначения см. на рис. 2.

морфических породах девона, представлена пестроцветными песчаниками, глинистыми и кремнистыми сланцами. На выходах пород повсеместно устанавливается пестроцветная кора выветривания, участками перекрытая пестроцветными глинами сенона. Глины по составу гидрослюдистые (рис. 27, обр. П986).

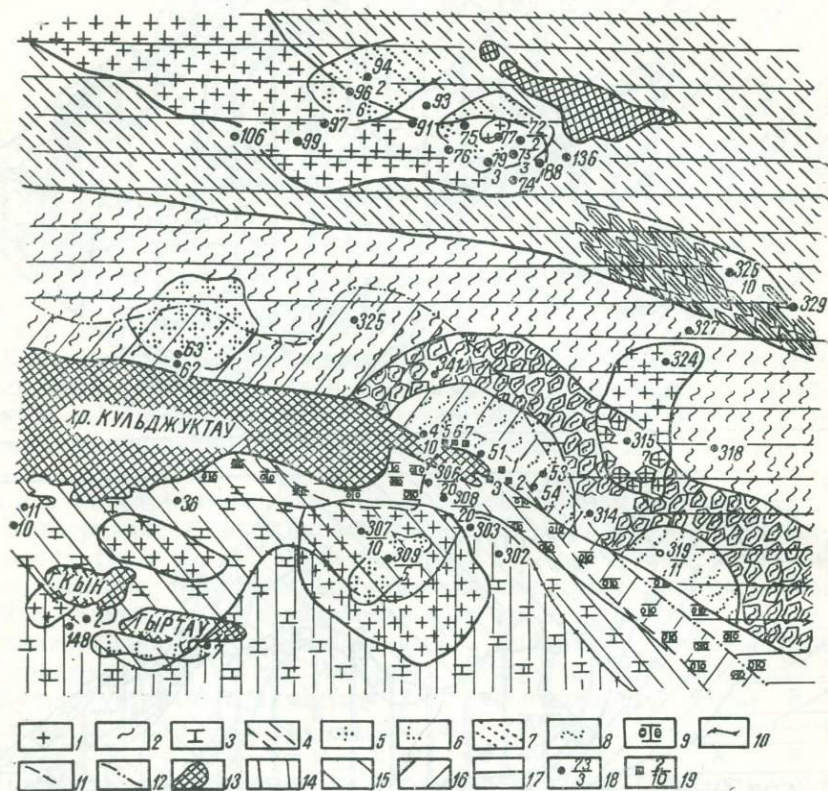


Рис. 31. Схематическая карта коры выветривания пород докембрийского складчатого фундамента восточного окончания хр. Кульджуктау и прилегающих территорий.

Породы фундамента: 1 — гранитоиды, 2 — сланцы, песчаники, 3 — известняки, доломиты, сланцы, 4 — сланцы кремнистые, филлитовидные. Кора выветривания: 5 — гранитоидов, 6 — диоритов, 7 — углистых и филлитовидных сланцев, 8 — алевролитов, песчаников, слюдяных сланцев, 9 — терра-росса на карбонатных породах. Границы максимального распространения отложений: 10 — апта, 11 — альба, 12 — альб-сеномана, 13 — выходы палеозойских пород. Площади с реликтами кор выветривания, перекрытые непосредственно отложениями: 14 — апта, 15 — альба, 16 — альб-сеномана, 17 — раннего турона; 18 — скважины: в числителе — номер скважины, в знаменателе — мощность коры выветривания, 19 — номера обнажений.

Палеозойские породы преимущественно глинизированные, светло-серого, фиолетового, розоватого, вишнево-красного, желтого и других цветов. По данным термических и электронно-микроскопических исследований, глинистые продукты представлены гидрослюдами и каолинитом (рис. 28, д). В коре выветривания от-

мечаются линзовидные и гнездообразные тела алунитов и опалитов.

В Джетымтау, Аристантау, Даугызтау, Амантайтау и на востоке Каракатинской впадины коры выветривания имеют сравнительно малые (до 10 м) мощности (В. В. Курбатов и др.). Выделяются элювии зон дезинтеграции и гидрослюдов.

Кора выветривания в Джетымтау (горы Коктау) развита на породах тасказганской свиты. Сложена углисто-глинистыми, кварц-серицитовыми сланцами и дайками основного состава. В зоне дезинтеграции сланцы трещиноватые, по трещинкам отмечено вторичное окремнение.

В нижней части гидрослюдистой зоны породы сильноокремненные. Содержание кремнезема в породе местами достигает 70% и более. В Джетымтау-I в породах наблюдаются сферолиты и линзочки халцедона, в центре которых кристаллики гематита и сильное ожелезнение. Реликтовый кварц в значительной степени корродирован, полевые шпаты разложены и ожелезнены. Однако встречаются свежие зерна плагиоклазов. Биотит гидратирован, аморфирован, часто к измененным чешуйкам приурочены новообразованный рутил и турмалин. Редко отмечается хлоритизация биотита. По трещинкам в кварцах отмечается гематит. Текстура пород сохраняет черты первичных сланцев и песчаников.

В средней части гидрослюдистого горизонта интенсивность гипергенного преобразования пород и минералов увеличивается. Биотит полностью гидратирован и хлоритизирован. Реликтовые зерна полевых шпатов редки, корродированы, пелитизированы и частично каолинизированы. Породы карбонатизированы, ожелезнены и окремнены. Рентгенометрическим анализом установлены хлорит, гидрослюды, каолинит. Содержание каолинита составляет 26%, гидрослюды 74% (В. В. Курбатов и др.).

В верхней части гидрослюдистого горизонта полевые шпаты полностью глинизированы. Основная масса пород сложена глинистыми минералами, реликтовым кварцем, реже хлоритом, галлуазитом и аксессуариями (новообразованный рутил и др.). Зерна кварца сильно корродированы. Порода сильно окремнена. Рентгеновскими исследованиями установлены хлорит, гидрослюды, каолинит, на кривых нагревания — только гидрослюда, на электронно-микроскопических снимках — галлуазиты.

В районе Балакарак кора выветривания сенонского возраста развита на песчано-сланцевых отложениях бессапанской свиты. Представлена хлорит-биотитовыми, хлорит-серицит-кварцевыми, серицит-кварцевыми сланцами. Неизменные породы содержат до 70—80% кварца, 10—15% полевого шпата, 5—30% серицита, хлорита и биотита и примесь кальцита, гидроокислов железа и аксессуариев.

В зоне дезинтеграции сланцы трещиноватые, частично окварцованы. По трещинкам в породе развиты гидроокислы железа. В нижней части гидрослюдистой зоны наблюдается частичная хло-

ритизация биотита, ожелезнение и кальцитизация пород. Зерна кварца корродированы в разной степени. Полевые шпаты не изменяются.

В верхней части профиля коры выветривания полевые шпаты в значительной степени глинизированы. Основная глинистая масса породы сложена гидрослюдами (до 90%) с примесью каолинита (10%). Встречаются неразложенные зерна полевых шпатов, чешуйки биотита. В гидратированных листочках биотита наблюдается новообразованный рутил.

Кора выветривания в Аристантау, в районе селения Азнек, развита на глинисто-сланцевых сланцах силура. В профиле коры слюды представлены мелкочешуйчатыми агрегатами мусковита и серицита с новообразованным рутилом и турмалином. В составе глинистого материала в породе преобладают гидрослюды с примесью хлорита. Кора выветривания имеет гидрослюдистый состав. Это подтверждается также и продуктами переотложения кор выветривания. В составе сенонских континентальных глин преобладают монтмориллониты с примесью гидрослюды и гипса (рис. 28, е). Наличие гипса в пестроцветных гидрослюдисто-монтмориллонитовых глинах свидетельствует о формировании кор выветривания в зонах умеренно аридного литогенеза.

Кора выветривания в Амантайтау выражена слабо, встречается спорадически на выходах палеозоя. Представлена гидроокислами железа и вторичным окремнением пород.

Кора выветривания в Южном Нуратау у селения Инджан развита на роговообманково-биотитовых и двуслюдяных гранитах карбонового магматического цикла. В зоне дезинтеграции гипергенные изменения пород незначительны: калиевые полевые шпаты и плагиоклазы слабо пелитизированы, биотит частично хлоритизирован. Выше зоны дезинтеграции граниты частично глинизированы. Плагиоклазы серицитизированы и пелитизированы. Биотиты гидратированы и ожелезнены. По ним развивается рутил. Единичные зерна калиевого шпата частично пелитизированы. Кварц слабо корродирован. В верхней части профиля коры выветривания зерна плагиоклазов полностью серицитизированы. Чешуйки биотита обесцвечены, хлоритизированы, ожелезнены. Порода карбонатизирована и пропитана гидроокислами железа. Глинистые продукты представлены только гидрослюдами. Мощность коры выветривания до 3—4 м.

Таким образом, в профилях кор выветривания турон-сенонского возраста выделяются две зоны: дезинтеграции и гидрослюдистая. Окремнение и карбонатизация продуктов выветривания свидетельствуют о формировании их в зонах умеренно аридного литогенеза. Кроме того, в указанных районах отмечается тесная связь золотого оруденения с корами выветривания.

Коры выветривания дат-палеоцена. В рассматриваемый отрезок геологического времени восходящие тектонические движения вызвали регрессию моря, поэтому на территории

Западного Узбекистана установился континентальный режим. На месте морских аккумулятивных равнин образовались денудационные пластовые равнины. Денудационные цокольные морфоструктуры суши в виде невысоких пенепленизированных останцовых гор сохранились только в центральной части Тамдытау и Нуратинских гор (рис. 30, б). Повсеместно господствовал экстрааридный тропический климат. В этих условиях формировались маломощные коры выветривания. Однако в связи с эоценовой трансгрессией коры выветривания, развитые на цокольных морфоструктурах, размывались и, по-видимому, сохранились только реликты площадных и линейно-пластовых кор выветривания в толщах меловых отложений.

Коры выветривания эоцена. В эоцене на преобладающей части территории Западного Узбекистана существовал морской режим. Суша в виде изолированных островных возвышенностей сохранялась только в Нуратинском хребте (рис. 32 а). На них при умеренно аридном климате формировались коры выветривания соответствующего литогенетического типа. Коры выветривания этого периода сохранились только на педиментах, покрытых морскими эоценовыми отложениями. Они устанавливаются в районе селения Тамдыбулака, к северу от Нуратинских гор и других местах. На указанных площадях кора выветривания распространена спорадически. Представлена обычно маломощными элювиальными образованиями зон дезинтеграции и гидрослюд. Глинистые продукты выветривания сложены гидрослюдами, участками сильно ожелезнены. В зоне дезинтеграции породы трещиноваты. Гипергенные изменения в породах представлены частичной хлоритизацией биотита и гидроокислами железа. Отмечаются прожилки кварца.

Кора выветривания на карбонатных породах палеозоя сложена красно-бурыми латеритными глиноподобными образованиями, выполняющими карстовые пустотки и неровности известняков. Глинистый материал представлен гидрослюдами с примесью монтмориллонита. Гидроокислы железа составляют значительную (до 10—15%) массу породы.

В глинисто-железистой массе отмечены зерна кварца и обломки палеозойских пород. Бокситы и бобовины гидроокислов железа в них не установлены. Отдельные останцы эоценовых кор выветривания наблюдаются на площади Койташского рудного поля в Нуратинских горах. Представлены линейной-контактовой корой выветривания серпентинитов, биотитовых гранитов и приурочены к зонам окварцевания пород на участке Дунье-тепе. В разрезе коры выветривания выделяется охристо-кремнистая зона, охристонитовая, каолинизированных и дезинтегрированных гранитов.

Охристо-кремнистая зона сложена силицитами опало-халцедонового состава с красно-бурыми охрами. Ниже залегает охристонитовая зона, состоящая главным образом из нонтрони-

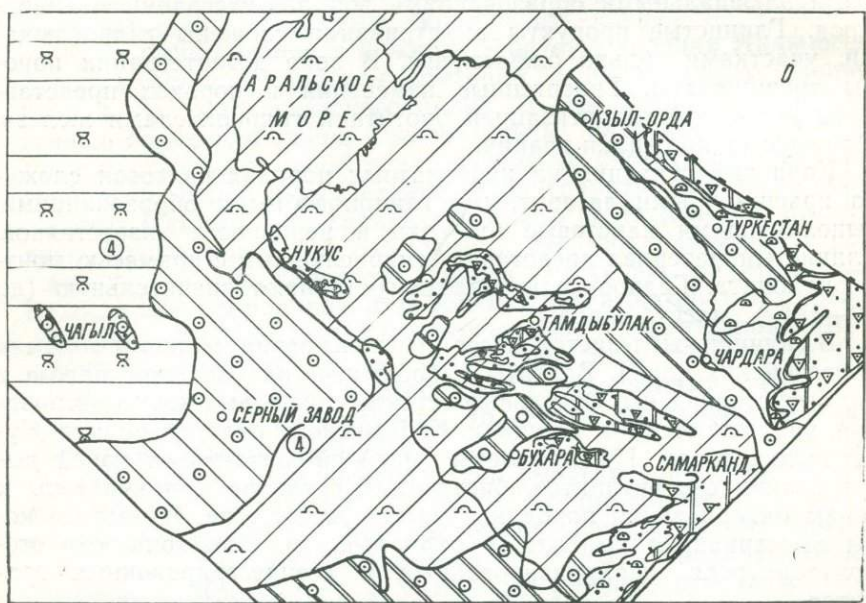
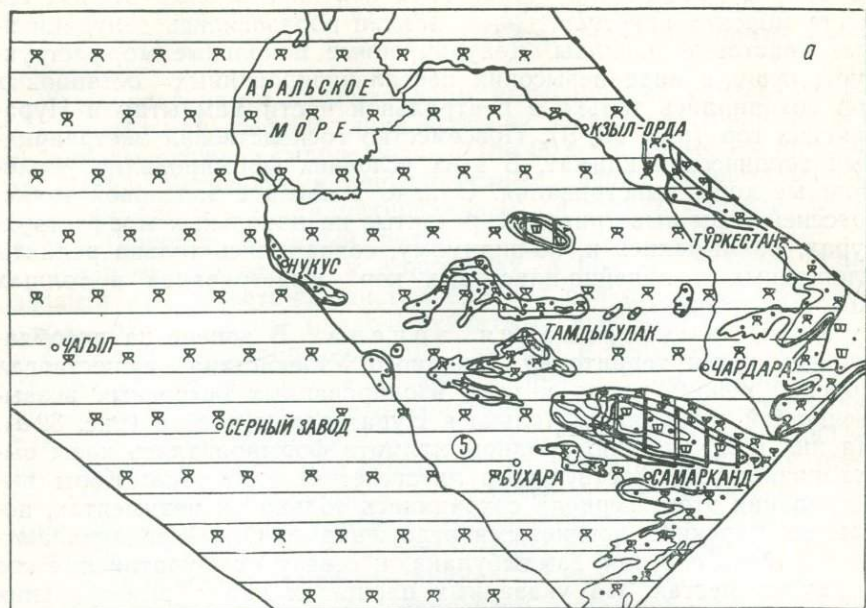


Рис. 32. Распространение литогенетических и фациальных типов кор выветривания среднего эоцена (а) и среднего миоцена (б) Западного Узбекистана и прилегающих территорий. Условные обозначения см. на рис. 2.

тов с бурыми гидроксилами железа. Мощность зоны от 0,2 до 0,5 м.

В массе охристо-нонтронитовых пород участками отмечаются включения в виде неизменных известняков и слабыветрелых серпентинитов. По трещинам развиты нонтрониты, диагностированные термическими, рентгенометрическими, электронно-микроскопическими (рис. 33, а) исследованиями. Нонтрониты тесно ас-

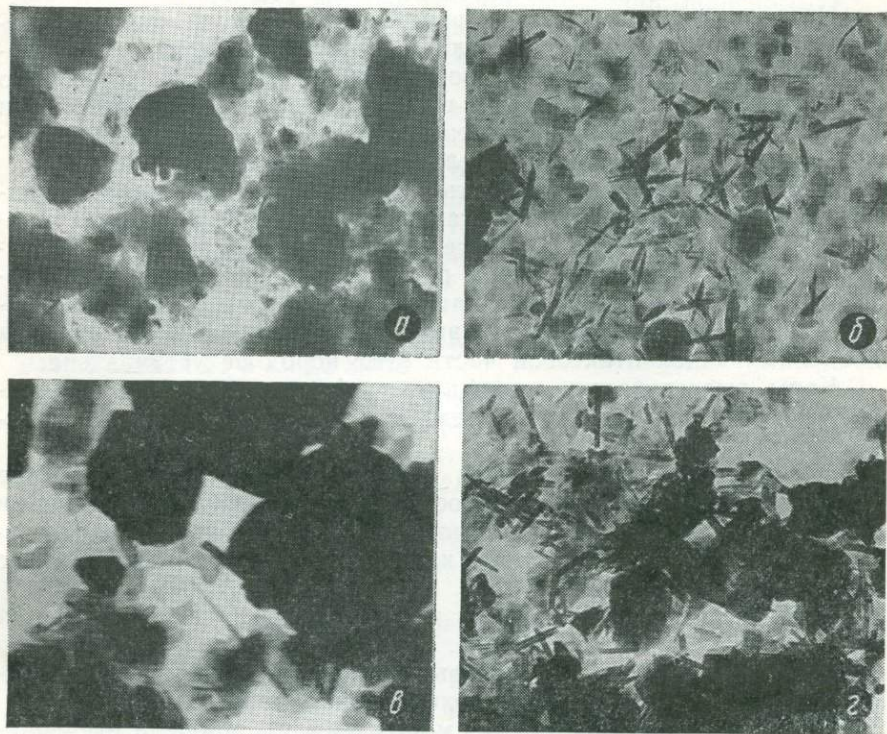


Рис. 33. Электронно-микроскопические снимки продуктов коры выветривания.

а — нонтронит, б — гидрослюда с примесью каолинита, монтмориллонита и сепиолита, в — алузиты с примесью слюды, переходящей в каолинит, г — гидрослюда и галлуазит.

социруют с гидроксилами железа и галлуазитом. Охристо-кремнистые образования имеют различные размеры и причудливые формы. Образовались при формировании коры выветривания за счет кремнезема и окислов железа при трансформации нонтронитов, местами развитых непосредственно на неизменных серпентинитах. Граница между глиноподобной массой нонтронитов и выветрелыми серпентинитами резкая.

Элювий охристо-нонтронитовой зоны развит вдоль контакта с гранитами. Элювий охристо-нонтронитовой зоны, как правило, за-

легают на дезинтегрированных гранитах, элювий нонтронитовой зоны — на каолинизированных.

Зона каолинизированных гранитов представляет глиноподобную белую и зеленовато-белую породу, сложенную каолинитом, реликтовым кварцем, гидрослюдами, нонтронитом, реликтовым биотитом и аксессуариями. Полевые шпаты полностью глинизированы. По трещинкам обнаружены зеленовато-желтые нонтрониты с пятнами гидроокислов железа. Мощность зоны 0,5—0,8 м.

Ниже по профилю интенсивность каолинизации пород постепенно уменьшается. Преобладают гидрослюды, биотит гидратирован. На границе с дезинтегрированными гранитами количество неразложенных зерен полевых шпатов увеличивается. Участками отмечаются окремнение и ожелезнение гранитов, образующих линзообразные и гнездообразные тела ржаво-бурого цвета.

В зоне дезинтеграции граниты рыхлые, при ударе молотка легко рассыпаются на мелкие составные части. Полевые шпаты, биотит, мусковит в основной массе сохраняют первоначальные составы. Только единичные зерна плагиоклазов со следами пелитизации. Биотит гидратирован частично, по нему развит эпигенетический рутил. Кора выветривания гранитов и серпентинитов за пределами эндоконтактной части этих пород не установлена.

Коры выветривания, по-видимому, формировались в умеренно аридной зоне литогенеза, о чем свидетельствует развитие охристо-кремнистых пород.

Элювий каолинизированных гранитов имеет узлокальное линейное распространение. Пространственно приурочен к зонам окисления сульфидного скарнового оруденения. Это дает основание предполагать образование каолинитов за счет сернокислого выветривания гранитов.

Кора выветривания данного района имеет линейное и весьма ограниченное распространение. Поэтому силикатно-никелевое оруденение, связанное с корой выветривания серпентинитов, представляет сугубо минералого-геохимический интерес.

Коры выветривания миоцена. В миоцене на территории Узбекистана господствовал континентальный режим. Повсеместно простирались низкие денудационные равнины, сложенные отложениями палеогена. Породы складчатого фундамента обнажались только в Нуратау, отчасти в Тамдытау и Букантау (рис. 32, б). Климат отличался еще большей аридизацией по сравнению с эоценовым веком. В условиях экстрааридного субтропического климата формировались коры выветривания аридного литогенеза во всех ландшафтно-фациальных зонах: цокольных останцовых гор, денудационных и аккумулятивных равнин. Коры выветривания на цокольных морфоструктурах не сохранились, денудационные пластовые равнины отмечаются на размытой поверхности морских олигоценых и нижнемиоценовых отложений в Центральном Кызылкуме и на плато Устюрт. С. М. Богороцкий, В. Н. Кравчук, А. Г. Черняховский (1963) описали

нижне-среднемиоценовый элювий, развитый на отложениях нижнего миоцена и олигоцена в Западном Приаралье.

Неизменные нижнемиоценовые зеленые глины содержат редкие алевролитовые зерна кварца, глауконита, чешуйки мусковита. Состав глины гидрослюдистый. Элювий на этих глинах пестрой окраски (желтая, охристо-зеленая, красно-бурая, фиолетовая). В результате гипергенных новообразований появляются порошковатые гидроокислы железа за счет окисления закисного.

Неизменные осадочные породы верхнего олигоцена сложены светло-серыми алевропелитами гидрослюдисто-каолинитового состава с примесью мусковита, зерен кварца, глауконита, роговой обманки, полевых шпатов, хлоритов, биотита, эпидота, местами — зернами аутигенного карбоната.

Элювиальные изменения на состав глин почти не влияют. Основная масса их представлена каолинитом и гидрослюдой. Изменения каолинита наблюдаются только около зерен кварца. Они с краев заметно корродированы глинистым материалом, похожим на гидрослюду. Гидрослюды развиваются при частичном разложении глауконита, биотита и монтмориллонита. Гидроокислы железа пигментируют глины в пестрые цвета. Мощность коры выветривания от 3—5 до 30 м.

Слабая интенсивность гипергенных изменений пород в профиле коры выветривания обусловлена аридным климатом. В связи с этим коры выветривания представлены только зонами гидрослюдизации монтмориллонита в пределах денудационных пластовых равнин.

Коры выветривания аккумулятивных равнин не изучены и в данной работе не рассматриваются.

Коры выветривания антропогена. В плиоцене и антропогене господствовал умеренно аридный и экстрааридный субтропический климат.

Коры выветривания, как и в предыдущие геологические эпохи, формировались на поверхности возрожденных докольных гор, денудационных и аккумулятивных равнин (рис. 34).

Антропогеновый элювий некоторых горных массивов описал А. Г. Черняховский (1966). Поэтому мы рассматриваем только коры выветривания денудационных пластовых равнин, сложенных осадками палеогена и мела.

Морфологически выделяются площадные и линейно-пластовые коры. Площадные распространены в приповерхностной части зоны гипергенеза песчано-глинистых отложений мезозоя — кайнозоя. Мощность коры выветривания меняется от 10—20 до 60—150 м.

Профиль коры выветривания песчано-глинистых пород имеет следующую зональность (снизу вверх): зона слабой трещиноватости и пятнистого окисления пород, сильной трещиноватости и частичного окисления, интенсивного окисления и разрыхления пород.

В зоне пятнистого окисления и слабой трещиноватости глины в основном сохраняют первоначальный состав. Сульфиды железа частично окислены главным образом вдоль трещин, по гнездам, линзам и карманообразным скоплениям крупнозернистого песка или гравелитов. Мощность зоны до 6—8 м.

В зоне сильной трещиноватости и частичного окисления первичная серая и зеленая окраска песчано-глинистых осадков сменяется желтовато-серой. Серовато-темные, черные, темно-серые мергели и глины преобразуются в светло-черную, белесую породу с желтовато-бурыми пятнами гидроокислов железа и марганца.

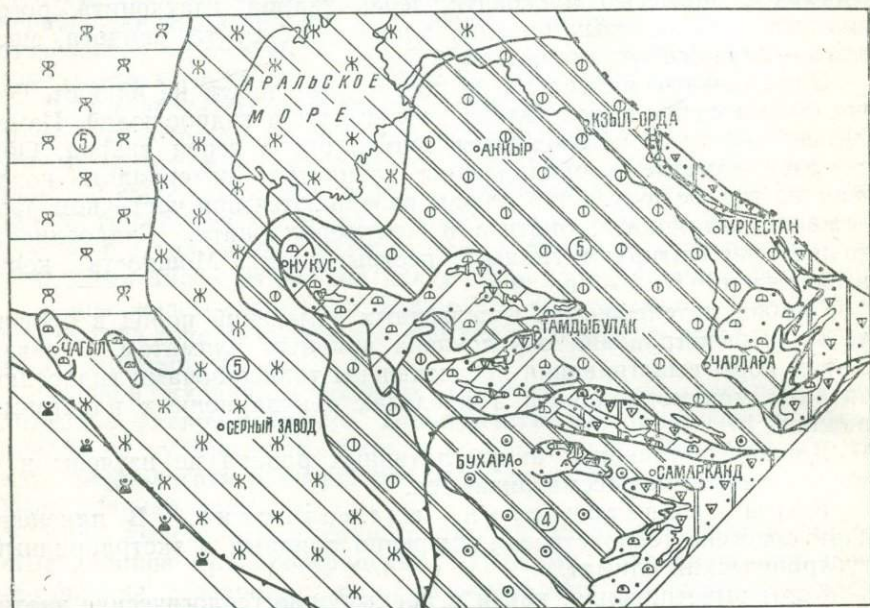


Рис. 34. Распространение литогенетических и фациальных типов коры выветривания плиоцена Западного Узбекистана и прилегающих территорий. Условные обозначения см. на рис. 2.

Гипергенные изменения пород выражены гидрослюдизацией монтмориллонита и развитием палыгорскита по монтмориллониту, гематиту, гетиту и гидрогетиту по пириту. Из-за окисления сульфидов и образования серной кислоты, разложения карбонатов кальция образуются гипс, ярозит, окислы марганца, каолинит, алуныты и другие гипергенные минералы. Косвенным доказательством высказываемого положения является локализация минеральных новообразований к участкам скопления гидроокислов железа. Преобладающее количество углистого растительного детрита окисляется и минерализуется. Дальнейшее окисление органического углерода происходит при активном участии анаэробных серобактерий. Песчаные породы в данной зоне также окисля-

ются. Единичные зерна глауконита и полевых шпатов частично гидратируются, по их краям очень редко развиваются гидрослюды и отчасти каолинит. Мощность зоны от 10—20 до 50—90 м.

Зона интенсивного окисления и разрыхления пород развита в приповерхностной части денудационных и денудационно-аккумулятивных равнин. Породы полностью или частично сохраняют первоначальную текстуру. Обычно рыхлого или щебенчатого сложения. При сильной засоленности пород, связанной с кристаллизацией сульфатов, карбонатов и хлоридов, образуются пухляки. На глинистых или мергелисто-глинистых породах они распространены в Каракатинской, Бешбулакской, Минбулакской и других артезианских бассейнах Центрального Кызылкума, низовий Амударьи, на четвертичных отложениях низовья Зеравшана, в Голодной степи, Приаралье. Пухляковый элювий отмечается на меловых останцовых возвышенностях Центрального Кызылкума.

Пухляковый элювий на глинистых породах образуется за счет механических напряжений, обусловленных температурными колебаниями и дезинтеграцией глинистых пород и под воздействием частичной дегидратации глинистых минералов и кристаллизации солей (Черняховский, 1966). Одним из примеров такого типа может служить древнечетвертичный (возможно плиоценовый) элювий в поселке Кулкудук, железнодорожной станции Караката, кол. Учкудук в Южном Алтынтау, Минбулакской котловине.

Материнская порода представлена серыми нижнетуронскими и эоценовыми морскими глинами монтмориллонито-гидрослюдистого состава с примесью кварца, мусковита, глауконита. В зоне пухляков глины дезинтегрированы и представляют глинистую супесь с примесью кварцевого песка, гипса, карбонатов кальция и других гипергенных минералов. Поверхность рыхлого элювия покрыта относительно плотной коркой (1—3 см) с трещинами многоугольника. В составе корки, кроме глинистого минерала и песка, присутствуют тенардит, галит и другие соли (Черняховский, 1966; Рубанов, 1973). Выветренные глины изменяют окраску от серой до буро-желтой, зеленовато-бурой, зеленовато-серой. Гипергенные изменения обусловлены гидрослюдизацией и цеолитизацией монтмориллонитов, палыгорскита. На глубине до 3 м отмечаются «белоглазки» из легко растворимых солей или порошковатых карбонатов.

На участках неглубокого залегания уровня грунтовых вод как в настоящее время, так и в геологическом прошлом формировались шестоватые почвенные гипсы, подстилаемые иногда карбонатными образованиями — «каличе» (Сидоренко, 1956). Мощность зоны от 0,5 до 2—3,5 м.

Линейно-пластовый морфологический тип отчленяется от нижней части коры выветривания площадного распространения. Развивается по горизонталю водопроницаемых пород (песчаников, известняков, песков) и прослеживается по их падению от нескольких сотен метров до многих десятков километров.

В Западном Узбекистане кора выветривания распространена по периферии горст-антиклинальных поднятий. Представлена зонами пластового окисления пород водоносных горизонтов. В разрезе имеют форму вытянутых языков бурых, желтовато-бурых, серовато-желтых пород.

Продукты гипергенеза пород представлены окисленным пиритом, глауконитом с образованием гетита, гидрогетита, гематита и кальцита. Выветривание монтмориллонитов способствует формированию кварца, алунита и др. Новообразованный каолинит отличается от терригенного хорошо окристаллизованными кристаллитами гексагональной формы.

Кора выветривания кремнистых пород в пределах возрожденных горных поднятий представлена маршаллитизацией водных соединений кремнезема — халцедона и опала. Развитие маршаллита по халцедону мы наблюдали в горах Бельтау (Кульджуктау), Коспактау (Ауминзатау), Айтымтау (Алтынтау). Халцедон и опал здесь встречаются в виде конкреций (5—20 см в поперечнике) и прожилков в корах выветривания мелового возраста. Маршаллиты развиты в приповерхностной части конкреции и сплошным слоем (до 0,5—1 см) обволакивают ее. Образование маршаллитов по халцедону обусловлено обезвоживанием этого минерала в условиях пустынного климата.

Наиболее ярким примером кор выветривания карбонатных пород в условиях аридного литогенеза может служить широко распространенный элювий Устюрта (Герасимов, 1930; Шувалов, 1949; Черняховский, 1966; и др.). По данным указанных авторов, элювий, развитый на известняках сармата, имеет следующий разрез (снизу вверх).

Известняк пористый, белый, со слабо-розоватым оттенком. Состоит из кальцита с раковинами фораминифер и пелеципод.

Выщелоченный осветленный известняк вверх по разрезу переходит в белую известковистую сыпучку, образованную мелкими обломками известняка со следами перекристаллизации кальцита, и сцементирована гипсом. Гипс несет следы последующего растворения. Мощность 0,2 м.

Палевый известковистый песок состоит из песчано-алевролитовой размерности обломков известняков с зернами кварца. Порода плотно сцементирована гипсом. Мощность 1—1,2 м.

Наличие сотовидных ячеистых образований гипса свидетельствует о последующем выщелачивании его в эпоху увлажнения климата.

Современный элювий на карбонатных породах гор в зонах аридного литогенеза не сохраняется из-за воздействия физических агентов выветривания. Так, за счет дефляционных процессов продукты коры выветривания подвергаются денудации и размыву, вследствие чего в обнаженной части известняков коры выветривания не сохранились. На участках, где известняки покрыты четвертичными наносами, устанавливаются маломощные коры

выветривания, например, элювий, образованный на валунах мраморизованных известняков. Валуны известняков от 0,1 до 1,15 м в поперечнике распространены на склонах известняковой гряды в юго-западной части Зирабулакских гор. Большинство валунов находится в массе четвертичных наносов. Кора выветривания, развитая на поверхности валунов, имеет следующий разрез.

Неизменные известняки серого и белого цвета, в профиле коры выветривания сильно перекристаллизованы и частично выщелочены. Пустотки выщелачивания выполнены песчано-глинистым материалом, сцементированы вторичным кальцитом. Мощность 0,3—1,0 см.

В Самарканде продукты выветривания наблюдались на гранитах и мраморах, из глыб которых сложены средневековые сооружения. Так, на известняковых глыбах фундамента медресе «Ширдор» (1616—1636 гг.) устанавливаются дресвянистые продукты выветривания, состоящие из угловатых зерен кальцита с примесью белых пылевидных выделений глины гидрослюдистого состава. Элювий на известняковых глыбах развит повсеместно. Несмотря на это, мы можем констатировать, что за 340 лет после постройки каменные блоки уникального памятника средневековья подверглись процессам коры выветривания.

Приведенные данные указывают на то, что в неоген-четвертичную эпоху в условиях аридного климата также формировались коры выветривания, в большинстве случаев подвергшиеся денудации.

В течение мезозоя и кайнозоя на описываемой территории оформлялись коры выветривания разных классов, подклассов, семейств и типов, отличающихся особенностями строения, состава, условиями образования, геохимическими и металлогеническими специализациями.

С ландшафтами перемененно влажной зоны литогенеза генетически связаны полизональные и монозональные элювиальные профили, сложенные элювиями зоны неполного гидролиза. Полизональные элювиальные профили связаны главным образом с морфоструктурами цокольных поднятий и денудационных равнин (пенепленов, педиленов, педиментов); однозональные и двухзональные профили — с морфоструктурами континентальных денудационных пластовых равнин, а зональные — с морфоструктурами континентальных денудационно-аккумулятивных равнин.

При переходе от морфоструктур поднятий к морфоструктурам наземно-равнинного фациального пояса смена полизональных профилей а зональными сопровождается резким уменьшением мощностей элювиального покрова до полного выклинивания. Полизональные элювиальные покровы в пределах денудационных цокольных равнин не имеют сплошного площадного распространения; чаще всего наблюдается фациальное выклинивание элювия верхних горизонтов. Это обусловлено не столько процессами последу-

ющего размыва, сколько неравномерным протеканием процессов элювиообразования.

В ландшафтах экстрааридной зоны литогенеза в мезозое и кайнозое на описываемой территории оформлялись только монозональные, т. е. наименее дифференцированные элювиальные профили. Последние в отличие от монозональных профилей переменнo влажной зоны литогенеза сложены элювиями зоны гидратации (дезинтеграции). Наиболее мощные профили связаны с выветриванием неметаморфизованных осадочных формаций платформенного чехла в пределах денудационных платовых равнин. В ископаемых ландшафтах пояса поднятий элювиальные образования экстрааридной зоны литогенеза не сохранились.

В ландшафтах умеренно аридной зоны литогенеза, расположенных между двумя вышеназванными зонами литогенеза, при переходе от экстрааридной зоны литогенеза в переменнo влажную отмечается смена маломощных, преимущественно монозональных элювиальных покровов (сложенных элювиями зон гидратации) на два- и тризональные профили, а также постепенное увеличение мощностей элювиального покрова.

Развитие разных литогенетических типов коры выветривания обусловлено климатическими условиями, а морфогенетических типов — особенностями фациальной обстановки, спецификой гидрохимической зональности профиля выветривания и направленностью процессов гипергенного преобразования выветривающихся пород и минералов. Из этого следует, что в каждой зоне литогенеза оформлялись только определенные типы элювиальных профилей; в аридных зонах литогенеза независимо от длительности процессов гипергенеза и выветривания пород развитие полизональных профилей каолинитового или латеритного типа полностью исключается.

Наряду с выше отмеченными следует подчеркнуть, что для кор выветривания разного литогенетического типа характерна геохимическая специализация.

ПРОЯВЛЕНИЯ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕРУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, СВЯЗАННЫХ С КОРАМИ ВЫВЕТРИВАНИЯ

В результате наших исследований в Западном Узбекистане установлена пространственная и генетическая связь с корами выветривания бокситов, алунитов, цеолитов, магнезита, талька, бирюзы, барита, галлуазитовых и монтмориллонитовых глин, первичных и вторичных каолинов, силикатно-никелевых руд, редких элементов, минеральных пигментов, золота, молибдена, ванадия и др. Ниже приводим описание некоторых из них.

АЛУНИТЫ И АЛУНИТОВЫЕ ПОРОДЫ

Алунитовые руды — комплексное сырье для получения глинозема, калийных удобрений, серной кислоты и др. М. А. Кашкай (1970) выделяет шесть природных генетических типов алунитовых месторождений: вулканогенный, контактово-околоинтрузивный, гидротермальный, зоны окисления, гипергенный и вторично переотложенный (собственно осадочный). Они образовались за счет воздействия сернистых газов или сернокислых растворов на алюмосиликаты.

Первые сведения о проявлениях алунитов в Западном Узбекистане приведены в работе И. В. Мушкетова. В пласте гипсоносных отложений бухарского яруса в урочище Хаджикан в 25,6 км к северо-востоку от сел. Келифа на Амударье им найдены желваки гипса с пластинчатым алунитом. Позднее признаки квасцово-алунитовой минерализации в третичных глинах и мергелях установлены В. В. Вебером в Питняке. Р. А. Мусин (1957) приводит краткие сведения об алунитах, связанных с железистыми разновидностями наждаков Мальгузарских гор. На наличие алунитов совместно с ярозитом, гематитом, галлуазитом и другими минералами гипергенеза указывал И. Х. Хамрабаев (1958). А. Касымов (1966, 1969) описал алуниты и алунитовые породы из зоны окисления месторождений Қокпатас и местности Ирлир, Тескудук, Ажриқты, Қоктау. В результате изучения кор выветривания в Центральных Кызылкумах мы установили новые проявления

алунитов в Бешбулаке, Бельтау, Ауминзатау и Кульджуктау. Все проявления алунитов в Центральных Кызылкумах относятся к экзогенной группе и могут быть объединены в два генетических типа: остаточный (коры выветривания) и осадочный (седиментационный) с соответствующими подтипами. В остаточном мы выделяем алуниды кор выветривания¹ переменнo влажной, умеренно аридной и экстрааридной зон литогенеза.

Алуниды в альбской коре выветривания переменнo влажной зоны литогенеза изучены в корях выветривания габброидных пород Бельтау, карбонатных и глинистых пород Кульджуктау.

Проявления алунитов Бельтау находятся в 12—14 км к северо-западу от Джингельды, в северо-западной части эндоконтакта Бельтауского габброидного массива. Алуниды наиболее интенсивно проявлены на участке «Никелевая горка» Тасказганского месторождения графита. Приурочены к различным зонам профиля коры выветривания габброидных пород. Наибольшие скопления отмечаются на контакте с известняками. Здесь вдоль контакта интрузивных и карбонатных пород алуниды образуют сравнительно маломощные (до 0,2—0,3 м) линзовидные тела. Сложены из шарообразных, псевдошарообразных и скрытокристаллических алунидов белого, розового, розовато-светло-бурого и желтоватого цвета. В зонах глинистых продуктов коры выветривания габброидов они представлены прожилковыми (до 1—0,5 см), мелко-вкрапленными и гнездообразными выделениями преимущественно белого и желтоватого цвета.

Алуниды пространственно и генетически связаны с гидроокислами железа. Наибольшие скопления их отмечаются в местах интенсивного развития гидроокислов железа, которые, по данным Х. М. Абдуллаева (1949), К. М. Кромской (1970), образованы за счет окисления гипогенной сульфидной минерализации. Это свидетельствует о том, что алуниды в Бельтау генетически связаны с процессами коры выветривания. Гипергенное происхождение алунидов доказывается шарообразной и прожилковой формой выделения их, а также парагенетической связью алунидов с другими гипергенными минералами (галлуазитом, монтмориллонитом, нонтронитом, халцедоном, малахитом, гетитом, гидрогетитом и др.).

Алуниды представлены калиевой разновидностью (табл. 8, обр. П145). На термограммах (рис. 27, обр. П509) четко фиксируются двумя эндотермическими пиками 540—570 и 780—840°C и одним экзотермическим эффектом 700—720°C.

Проявление алунида в восточном Кульджуктау находится в 4 км к северо-западу от кол. Торткудук. Алуниды здесь связаны с красно-бурыми карстовыми образованиями (терра-росса), выполняющими карстовые воронки и неровности на известняках силура, которые к югу от хребта перекрываются отложениями альба.

¹ В этот тип включены алуниды зоны окисления.

Таблица 8

Результаты химического анализа алунитов по образцам, вес, %

Окисел	К612	К541	П855	П348	П669	П145	П1447	П1350	П1361	П1264
SiO ₂	1,38	23,42	29,63	31,07	4,68	0,78	12,98	14,00	1,02	8,60
Fe ₂ O ₃	0,65	1,04	3,95	21,62	6,95	1,80	1,54	1,80	2,65	1,36
FeO	0,32	0,15	0,41	0,53	0,21	0,36	0,06	0,08	0,07	0,04
TiO ₂	He обн.	0,20	0,17	0,98	0,20	—	0,30	0,18	He обн.	He обн.
Al ₂ O ₃	37,00	33,80	33,00	21,18	31,86	38,80	34,45	36,21	38,35	37,02
P ₂ O ₅	—	—	0,08	0,04	0,00	—	0,33	0,33	He обн.	0,23
CaO	1,42	3,60	1,25	1,10	0,43	0,80	1,85	0,40	0,00	1,00
MgO	0,72	3,07	0,74	0,85	0,11	0,32	1,14	0,23	0,28	2,50
Na ₂ O	3,24	3,77	0,18	0,80	1,10	0,53	1,34	1,07	3,21	0,40
K ₂ O	0,73	1,32	4,10	3,01	8,20	6,62	8,63	4,82	3,13	2,85
CO ₂	—	—	1,21	—	—	—	—	—	—	0,55
SO ₃	36,73	21,08	12,40	7,4	32,38	36,76	30,97	28,09	38,51	45,16
H ₂ O	0,00	0,00	0,90	1,32	—	0,10	0,32	0,20	0,10	0,42
+H ₂ O	13,10	8,60	11,94	10,45	39,40	13,30	5,80	13,13	13,24	—
Сумма	100,34	100,05	99,86	100,00	—	100,17	99,71	100,54	100,49	100,1

Примечание. Анализы выполнены аналитиками А. Г. Щербаковой, З. Саботаевой. Место взятия образцов алунита: К612—Бешбулак, К541—Тамдынский Каратау, П855—скв. 143, инт. 40—40,2 м (Ауминзатау), П848—скв. 148, инт. 66,0—66,5 м (Ауминзатау), П669—скв. 127, инт. 35,0—35,5 м (Ауминзатау), П145—Бельтау, П1447, П1350, П1361, П1364—Торткудук (Кульджуктау).

Алузитовые породы в терра-росса представлены желваками до 0,25 м в поперечнике. Залегают в нижней части карстовых образований и состоят главным образом из алунита с примесью каолинита, галлуазита, гематита, пирита и кальцита. Контакты между желваками алунитов и вмещающими их породами резкие. Алуниты макроскопически снежно-белого, бледно-желтого и розоватого цвета. По краям желваков интенсивность окраски, примесь глинистых минералов (галлуазит, каолинит) и содержание окислов железа (гематит) резко увеличиваются. В шлифах отмечаются вкрапления мельчайших выделений неокисленного и окисленного пирита.

Алуниты подобного типа известны на месторождениях Точильный камень, Журавлинское и на других проявлениях Союза (Смолянинов, 1926; Кашкай, 1970). На Журавлинском месторождении Куйбышевской области алуниты встречаются совместно с бокситами, которые в Восточном Кульджуктау не установлены.

Алуниты представлены левигитом (табл. 8, обр. П1364). Повышенное содержание кремнезема в них обусловлено примесью кварца и глинистых минералов.

Карстовые алуниты отличаются от других подтипов содержанием карбоната кальция. Это однозначно устанавливается под микроскопом и по результатам химического анализа. Алуниты образовались в результате воздействия сернокислых растворов на высокодисперсные глинистые минералы каолинитового и гидрослюдистого состава. Серная кислота выделялась за счет окисления пирита. При этом калий выделялся из гидрослюды и других глинистых минералов и являлся источником для образования алунитов.

Алуниты в коре выветривания глинистых пород мы установили в 4—5 км к северо-западу от кол. Торткудук (Восточный Кульджуктау).

Алуниты в виде маломощных (0,1—0,12 м) пластов залегают в средней и верхней частях разреза пестроцветной пачке альба, макроскопически белого, желтоватого, розоватого, буроватого, цвета. Слои алунитовых пород состоят в основном из алунита с примесью галлуазита, гематита, кварца, гидрослюды и каолинита.

Алунитовые породы перекрываются горизонтами бурых и желтых глин, обогащенных гематитом, гетитом и реликтами окисленного пирита. Горизонты глин, подстилающие и перекрывающие пласты алунитовых пород сложены каолинитом, гидрослюдами и терригенным кварцем. В глинах отмечаются единичные выделения алунитов. Контакты между алунитовыми и глинистыми породами довольно резкие. По данным химического анализа (табл. 8, обр. П1447, П1450), алуниты представлены натрий-калиевой разновидности. На термограммах алунитовых пород четко фиксируются два эндопика (530—560° и 760—800°) и один экзотермический эффект (680—710°C).

На электронно-микроскопических снимках алуниты преимущественно квадратной, реже игловидной формы, тесно ассоциируются с галлуазитом (рис. 33, в).

По данным спектрального анализа, наряду с основными породообразующими элементами в алунитах устанавливаются барий, стронций, ванадий, титан, хром, свинец (0,01—0,05%), марганец, медь, никель, галлий (тысячные доли процента), бериллий и молибден (десятитысячные доли процента).

Алуниты сформировались за счет гидрослюдисто-каолинитовых глин альба под воздействием сернокислых растворов, образовавшихся при окислении серного колчедана из перекрывающих пиритовых глин, представленных окисленными желто-бурыми.

Проявления алунитов умеренно аридной зоны литогенеза устанавливаются в коре выветривания позднеальб-сеноманского, туронского и сенонского возраста.

Алуниты в позднеальб-сеноманской коре выветривания установлены нами в горах Коспактау, Косчека, расположенных в северной части гор Ауминзатау. Здесь они связаны с корой выветривания углеродисто-кварц-серицитовых (филлитовидные) сланцев таскаганской свиты докембрия.

Проявления алунитов установлены по керну скважин 127, 130, 143, 147. Представлены маломощными (до 5—10 см) прожилковыми выделениями по слоистости и сланцеватости пород (в зоне дезинтеграции коры выветривания), телами шарообразной формы (до 10—20 см в поперечнике) и порошкообразными выделениями (зонах каолинитов и гидрослюд). Во всех случаях тесно ассоциируются с гидроокислами железа.

Алуниты белого, розоватого, буровато-белого, иногда желтобурого и темно-бурого цвета. Интенсивность окраски зависит от примеси гидроокислов железа и других компонентов. В алунитовых породах, кроме алунитов, присутствуют в различных количествах галлуазит, кварц и другие гипергенные минералы. Представлены калиевой разновидностью. Al_2O_3 содержится от 21, 18 до 33,0%, SO_3 — от 7,11 до 32,38% (табл. 8, обр. П855, П848, П669).

По данным спектрального анализа, в алунитовых породах присутствуют барий, стронций, ванадий, магний, кальций (0,02—0,08%) марганец, хром, медь, свинец, никель, галлий, скандий, цирконий (от 0,001 до 0,006%). Кроме того, отмечаются молибден, серебро, кобальт.

Алуниты определены термическими (рис. 27, обр. П855, К1061), электронно-микроскопическими снимками. В них присутствуют гидрослюды и галлуазит.

В западной части Тамдынского Каратау алуниты встречаются в виде пятен, гнездообразных и линзообразных (мощность до 10—20 см) выделений среди каолинизированных углеродисто-слюдисто-кварцевых (филлитовидные) сланцев и тесно ассоции-

руют с галлуазитом, гидрослюдами и гематитом. Al_2O_3 содержится 33,8%, SO_3 — 21,08% (табл. 8, обр. К541). Повышенное содержание кремнезема связано с глинистыми минералами, окиси кальция — с гипсом.

Алуниты и алунитовые породы в Букантау обнаружены в Тескудуке, Аджриктах, Ирлире, Коктау и др. (Петров, 1940; Касымов, 1969). На продуктах сеноманской коры выветривания умеренно аридной зоны литогенеза образуют порошокватые выделения или плотные корочки различной толщины. По данным химического анализа, алуниты относятся к натрий-калиевой, калиевой, калий-натровой разновидностям (Касымов, 1969). Al_2O_3 содержится 35,03—37,67%, SO_3 — 28,94—38,70%, сумма щелочей от 2,82 до 8,17%. Присутствуют иногда фосфор, рубидий, литий, стронций, барий, медь, сурьма, мышьяк, кадмий и галлий. Диагностированы термическими, рентгеноструктурными исследованиями. В парагенезисе с алунитом встречаются гематит, каолинит, гидрослюды, ярозит, галлуазит, гипс, а также гетит, гидрогетит, бирюза, реже барит и другие гипергенные минералы.

Алуниты образовались за счет окисления пирита и других сульфидов и воздействия сернокислых растворов на алюмосиликатные минералы в процессе развития коры выветривания осадочно-метаморфических сланцев палеозоя в зонах переменного и умеренно аридного литогенеза.

Проявления алунитов в турон-сенонской коре выветривания умеренно аридной зоны литогенеза находятся в 45 км к северо-западу от Тамдыбулака, 8—10 км к юго-востоку от горы Окжетпес, в 2 км к северо-западу от селения Бешбулак.

В геологическом строении площади участвуют девонские метаморфизованные глинистые сланцы, кремнистые породы, алевролиты и мелкозернистые песчаники. На них развита верхнетурон-сенонская кора выветривания умеренно аридной зоны литогенеза. Алунитовая минерализация здесь выявлена нами в 1970 г. при изучении коры выветривания.

Алуниты представлены линзообразными телами мощностью до нескольких сантиметров, залегают согласно слоистости пород и редко выполняют секущие трещины. Вмещающие их сланцы и алевролиты розоватого, сиреневого, серовато-белого и красновато-бурого цвета, полностью глинизированы. На фоне пестроцветной коры выветривания вмещающих палеозойских пород проявления алунитов выделяются белым цветом, слегка розоватым по зальбандам линз и прожилков. Распространение алунитов по площади не изучено.

По данным химического анализа (табл. 8, обр. К612), алунит относится к натриевой разновидности. На термограммах (рис. 27, обр. П2194, П2198), алунитовые породы и алуниты фиксируются четкими эндотермическими (550—560° и 780—815°C) и слабо выраженным экзотермическим (730°C) эффектами.

Проявления алунитов в неоген-четвертичной коре выветривания экстрааридной зоны литогенеза устанавливаются в корях выветривания осадочных пород палеогенового и мелового возраста Центральных Кызылкумов и других районов Узбекистана (Закиров, Мирсаидов, 1969).

В Центральных Кызылкумах алуниты обнаружены в линейно-пластовой коре выветривания морских пиритсодержащих песков и рыхлых глинистых песчаников верхнего мела (Пак, 1974). В виде мелких вкраплений отмечаются в зонах окисления и приурочены к участкам каолинизации и окремнения песчаников.

Мелкие и точечные вкрапления алунита с ярозитом наблюдались М. З. Закировым в профиле коры выветривания палеогеновых глин Керменинского месторождения бентонитовых глин в Бухарской области. Представлены лишь мелкокрапленными выделениями и не образуют самостоятельных рудных тел.

Таким образом алуниты встречаются в корях выветривания перемененно влажной, умеренно аридной и экстрааридной зон литогенеза. Наибольшие скопления алунитов отмечаются в корях выветривания первых двух зон литогенеза. Во всех литогенетических подтипах коры выветривания алуниты парагенетически связаны с галлуазитом, бирюзой, гидроокислами железа.

В указанных пунктах алунитообразование обусловлено воздействием нисходящих серноокислых растворов на силикаты. Серная кислоты образовалась за счет окисления пирита и других сульфидов в зоне гипергенеза. При воздействии серной кислоты на силикаты и алюмосиликаты выделяются кремнекислоты в виде кварца и других модификаций, а его замещают SO_3 и H_2O (Кашкай, 1970). Наиболее благоприятным для алунитообразования является выветривание калий- и натрийсодержащих минералов. По мнению М. А. Кашкай (1970), алуниты сформировались за счет метасоматоза полевых шпатов. При этом алунитизация может протекать стадийно в следующей последовательности: полевой шпат, глинистые минералы, алунит. Очевидно, в таком порядке алуниты образовались в коре выветривания габброидов Бельтауского массива. В серной кислоте растворимость слоистых минералов намного выше, чем у полевых шпатов. Отсюда следует, что алунитизация более интенсивно развивается при выветривании осадочно-метаморфических сланцев и осадочных пород, которые в большинстве случаев сложены глинистыми и слюдястыми минералами. В процессе алунитизации этих пород кремнекислота выделяется в виде кварца и других модификаций и обогащается алюминием, калием, натрием и их изоморфами. В результате сульфат алюминия осаждается либо в массе выветривающихся пород, либо по трещинам и пустоткам с гидроокислами железа, а в ряде случаев с бирюзой и другими минералами. Парагенезис алунита и гидроокислов железа связан с переходом сульфата закисного железа в сульфат окиси, который вследствие гидролиза выпадает в виде гетита, гидрогетита и гематита. Но вместе с тем

наличие белых алунитов с реликтами окисленного пирита указывает на вынос сульфата закиси железа из зоны алунитообразования (процесс протекает при избытке серной кислоты).

Парагенетическую связь алунитов с бирюзой, халцедоном, малахитом и другими минералами можно объяснить тем, что под воздействием сернистых растворов образуются фосфорная, кремневая кислоты, которые, соприкасаясь с минералами, формировали гипергенные новообразования, в том числе бирюзу, малахит, а свободная серная кислота — конкреции алунита. Поэтому наличие хотя бы одного из трех минералов может служить индикатором возможности обнаружения других минералов и гипергенной концентрации золота.

Осадочные алунитовые породы встречаются в разрезе континентальных отложений, верхнеальбских отложений в предгорьях хр. Кульджуктау. Установлены нами на Торткудукском участке в восточном окончании хребта, в 5 км к северо-западу от колодца Торткудук. Пласт алунитовых пород мощностью до 2,5 м залегает в нижней части разреза континентальной пестроцветной пачки позднеальбских отложений. Макроскопически порода сероватого, фарфоровидного облика, покрывается алунизированными каолиновыми глинами кремово-белого цвета. Сложена натриево-калиевым (табл. 8, обр. П1361) алунитом с примесью гидроокислов железа и галлуазита. Содержание Al_2O_3 составляет 37,01%, SO_3 — 45,16%. Алуниты осадочные отличаются от остаточных низким содержанием кремнезема, но относительно повышенным содержанием полуторного окисла железа.

Алуниты данного генетического типа в разрезе пестроцветного альба отмечаются в северных и южных предгорьях хр. Кульджуктау. Отличаются значительными мощностями пластов, в связи с этим представляют наибольший практический интерес.

Остаточные и осадочные алуниты Центральных Кызылкумов не изучены. Необходимо проведение ревизионно-поисковых работ как на известных, так и на вновь выявленных проявлениях. Кроме того, исследование алунитов имеет важное значение для оценки перспектив на поиски золота, бирюзы, меди, халцедона и других полезных ископаемых, связанных с зонами окисления. Очевидно, на площадях непосредственного развития алунитового оруденения можно ожидать золотое оруденение в нижней части профиля коры.

В этом отношении перспективными являются осадочно-метаморфические породы девона района Бешбулака, породы коксайской, алтынтауской, арахарской, кокпатауской свит в Алтынтау, Букантау, Ауминзатау, Бельтау, Аристантау, Кульджуктау, где сохранились реликты коры выветривания переменного влажного, умеренно аридного литогенеза альбского, сеноманского, турон-сеноманского и палеогенового возраста. Перспективными являются также площади развития реликтов неокомских, юрских и триасовых

Генетические типы каолинов Западного Узбекистана

Тип месторождения	Основной минеральный состав	Площадь распространения	Запасы каолинов, т
Остаточные			
Коры выветривания магматических пород кислого состава (граниты, гранодиориты, аляскиты, эффузивы и др.)	Кварц, слюды, пелитизированные плагиоклазы, каолинит, гидрослюды, гетит, гидрогетит	Карнаб-Кетменчинское, Тымское, Ауминзатауское, Алтынтауское, Бохалинское, Казактауское, Актауское, Тулянтайское	От сотен тысяч до млн.
Коры выветривания магматических пород основного состава (габброиды, порфириты и др.)	Кварц, полевые шпаты, слюды, галлуазит, каолинит, гидрослюды, гидроокислы железа, монтмориллонит	Бельтауское, Джаманкаскыртауское, Кокпатасское, Ходжаахметское	До нескольких сотен тысяч
Коры выветривания метаморфических сланцев (слюдистые, глинистые) и песчаников	Кварц, слюды, каолинит, гидрослюды, галлуазит, гетит, гидрогетит, гипс	Улькенкаскыртауское, Айтымское, Верхнеходжаахметское, Коспактауское, Казакасуйское, Кырккудукское	До нескольких сотен млн.
Коры выветривания осадочных пород (глин, мергелей и др.)	Кварц, каолинит, гидрослюды, монтмориллонит, гетит, гидрогетит, алунит, гипс	Ташкудукское, Карнабское	До десятков и сотен млн.
Коры выветривания карбонатных пород (известняки, доломиты и др.)	Гидрослюды, каолинит, монтмориллонит, гетит, гидрогетит, кварц, карбонаты	Аягжумдинское, Торткудукское, Карнабское	Десятки и сотни тысяч
Осадочные			
Песчано-гравелито-конгломератовые породы с каолиновыми глинами	Обломки кремней, песчаный материал, каолинит, гидроокислы железа, гипс, карбонаты	Северо-Букантауская, Восточно-Букантауская, Учкудук-Айтымская, Тамдыкудук-Тулянтайская, Восточно-Кульджуктауская	Сотни млн.
Глины каолиновые	Каолинит, гидрослюды, кварц, гидроокислы железа, галлуазит	Карнаб-Кетменчинская, Сукайтнская	Десятки млн.

кор выветривания переменного влажного и умеренно аридного зон литогенеза. На этих площадях необходима постановка тематических и ревизионно-поисковых работ.

КАОЛИНЫ И КАОЛИНОВЫЕ ГЛИНЫ

Пластичность, огнеупорность, высокая дисперсность, химическая инертность и другие свойства обуславливают широкое применение каолинов в различных отраслях промышленности.

В настоящее время в Советском Союзе каолины разрабатываются на девяти месторождениях, из которых одно (Ангренское) находится в Узбекистане.

Несмотря на многочисленность месторождений каолинов существует проблема обеспечения промышленности высококачественным сырьем с низким содержанием окрашивающих и щелочно-земельных окислов, с большой суммой щелочей и высоким калиевым модулем (т. е. отношением окиси калия к окиси натрия более 4). Традиционный источник получения такого сырья — пегматиты — давно не может покрыть растущие потребности производства. Важнейшие источники получения высококачественного полевошпатового сырья — нижние горизонты древних каолиновых кор выветривания гранитоидов, кислых эффузивных пород и др. Кроме этого, спрос для производства строительной керамики и возможности получения глинозема из каолинового сырья в ближайшее время обуславливают поиски новых месторождений каолинов для разработки перспективного планирования. В Западном Узбекистане выделяются остаточные и осадочные каолины с соответствующими типами (табл. 9).

Месторождение каолинов погребенной коры выветривания гранитоидов Карнабского и Кетменчинского интрузивов находится к югу от Зирабулакских гор под меловыми отложениями на глубинах от 0 до 250—300 м. В составе интрузивных пород преобладают биотитовые граниты, двуслюдяные граниты, несколько меньше гранодиориты, аляскиты и их производные. На породах развита кора выветривания мощностью от 1—2 до 8—20 м, площадью 15—17 × 40 км.

Наибольший интерес представляют так называемые щелочные каолины. Они представлены элювиальными образованиями зон дезинтеграции и нижней частью зоны каолинизации гранитов мощностью от 1—2 до 8—10 м. Характеризуются более высоким содержанием щелочей (до 7,01%), низким содержанием окислов железа (от 0,20—0,90, реже 2,75%) и высоким калиевым модулем (до 8,7—11,5) в каолиновых сырцах (табл. 10). Щелочные каолины с калиевым модулем выше 4 относятся к высококачественному сырью. Повышенные содержания калия в слабокаолинизированных гранитах обусловлено выносом натрия при каолинизации плагиоклазов.

Калиевые полевые шпаты представлены микроклином, содержание которого в коре выветривания гранодиоритов составляет в среднем 35%; в лейкократовых гранитах — 20%.

Общие запасы микроклинсодержащего сырья на месторождении (при 6 м средней мощности коры выветривания щелочных ка-

Таблица 10

Химические анализы продуктов погребенной коры выветривания биотитовых гранитов Кетменчинского и Карнабского интрузивов (южные предгорья Зирабулакских г-р), %

Оксид	Дезинтегрированные породы	Частично каолинизированные породы				Каолинизированные породы	Глины альба
	П1018	П13	П1011	П1038	П1050	П1015	П7а
SiO ₂	71,00	71,00	68,56	72,00	70,00	64,00	67,52
Fe ₂ O ₃	0,69	0,64	0,51	0,20	0,90	2,17	2,74
FeO	0,70	0,53	0,74	0,28	0,66	1,54	0,25
TiO ₂	0,19	0,13	0,04	0,07	0,12	0,27	0,76
MnO	Следы	Следы	0,02	0,02	0,04	0,04	0,00
P ₂ O ₅	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,00
Al ₂ O ₃	16,15	17,65	17,01	18,40	16,21	17,81	17,64
CaO	4,00	2,00	3,00	1,00	2,60	5,00	0,91
MgO	0,72	0,20	0,72	0,20	0,57	0,72	1,21
Na ₂ O	2,07	2,81	2,34	0,34	0,45	0,46	0,20
K ₂ O	3,23	4,20	4,21	5,06	5,20	4,72	1,74
CO ₂	0,88	0,66	2,53	0,77	1,21	1,43	0,00
Sc—д	—	—	—	—	—	—	—
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	0,08	0,12	0,08	0,02	0,56	0,16	0,80
П. п. п.	0,80	0,34	0,43	2,17	2,19	2,01	6,12
Сумма	100,58	100,33	100,27	100,37	100,58	100,50	99,90
$\frac{K_2O}{Na_2O}$	1,5	1,1	1,8	15,0	11,5	10,3	8,7

олинов, 40 000×160 000 м площади и объемном весе 2) составляют около 576 млн. т, из них чистого концентрата щелочных каолинов более 150 млн. т. Месторождения щелочных каолинов, связанные с корами выветривания кислых интрузивных пород, отмечаются в Ауминзатауском, Тамдытауском, Алтынтауском, Бохалинском, Казахтауском массивах (рис. 35). Большая часть площади развития коры выветривания с щелочными каолинами перекрыта континентальными осадками альбского и сеноманского ярусов, сложенных преимущественно каолиновыми глинами.

Каолины и галлузиты кор выветривания магматических пород основного состава в большинстве случаев представлены телами в виде даек в толще осадочно-метаморфических пород. Коры выветривания этих пород встречаются в горах Каскыртау, Алтынтау, Ауминзатау, Бельтау и др. (табл. 11). Мощность каолинизирован-

ных даек от 1—2 до 8 м, протяженность до 100—200 м на глубину до 100—150 м. Основные гипергенные глинистые минералы — каолинит, галлуазит, монтмориллонит — характеризуются повышенным содержанием окислов железа (до 4,33%), относительно низ-

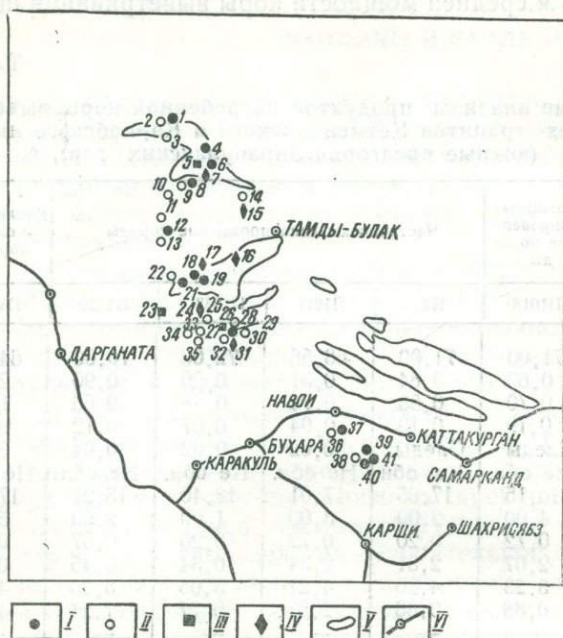


Рис. 35. Размещение проявлений и месторождений каолинов и alunитов в Западном Узбекистане.

I — месторождения первичных каолинов: 1 — Северо-Букантауское, 4 — Каскыртауское, 6 — Чулькаратауское, 8 — Алтынтауское, 12 — Тулянтайское, 17 — Косчекинское, 18 — Коспактауское, 21 — Закудукское, 29 — Казакасу-Торткудукское, 39 — Карнабское, 40 — Южно-Зирабулакское, 41 — Кырккудукское. II — месторождения вторичных каолинов: 2 — Кызылкудукское, 3 — Кулкудукское, 9 — Учкудукское, 10 — Мейлисайское, 11 — Тамдыкудукское, 13 — Тулянтайское, 14 — Бешбулакское, 22 — Западно-Ауминзинское, 26 — Северо-Кульджуктауское, 28 — Казакасуское, 30 — Торткудук-1, 32 — Торткудук-2, 33 — Аякгужумдинское, 34 — Южно-Кульджуктауское, 35 — Ташкудукское, 36 — Сукайтинское, 38 — Южно-Зирабулакское. III — месторождения и проявления каолинов и галлуазитов: 5 — Алтынтауское, 23 — Тасказганское, 27 — Восточно-Казакасуское. IV — месторождения и проявления alunитов остаточного генезиса: 7 — Ходжеахметское, 15 — Бешбулакское, 16 — Тамдыкаратауское, 17 — Коспактауское, 24 — Бельтауское, 25 — Северо-Кульджуктауское, 31 — Торткудукское. V — контуры горных массивов. VI — железные дороги.

ким содержанием щелочей и калиевым модулем меньше единицы за исключением отдельных случаев.

Каолины коры выветривания осадочно-метаморфических сланцев широко распространены в восточной части Кульджуктау и Ауминзинском Коспактау. У каолинизированных сланцев сохраняется сланцеватость и наличие равномерно рассеянной примеси реликтового кварца и гидроокислов железа. Так как сланцы дислоцированы, они имеют складчатую форму залегания и распространены по падению пород на глубину до 150 м при мощности несколько де-

сятков метров. Кроме реликтового кварца, слюд и новообразованного каолинита, в значительном количестве присутствуют гидрослюды и гидроокислы железа, что снижает их качество (табл. 12, 13). Сумма щелочей составляет 1,5—6,5%. Несмотря на относительно невысокое содержание щелочей коры выветривания сланцев в большинстве случаев характеризуются высоким калиевым модулем (до 6—26).

Каолиновые породы имеют непосредственный выход на дневную поверхность и удобны для эксплуатации открытым способом.

Т а б л и ц а 11

Химические анализы продуктов кор выветривания изверженных пород, %

Окисел	Каолинизированные габбро-нориты Бельтау		Каолинизированные п. рфириты Алтынтау		Биотитовые граниты Тымского интрузива		
					дресва	дресва каолинизированная	
	П1161	П159	П964	П967	П64	П66	П68
SiO ₂	48,10	48,46	57,35	46,32	69,00	65,96	65,46
Fe ₂ O ₃	1,79	3,47	4,33	3,30	4,33	4,20	1,47
FeO	0,11	0,39	0,10	0,17	0,43	0,00	0,32
TiO ₂	4,00	1,00	0,84	0,78	0,30	0,15	0,50
MnO	0,01	0,03	—	He обн.	0,00	0,00	0,02
P ₂ O ₅	0,12	0,05	0,07	0,06	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	27,66	22,31	23,59	30,35	14,10	16,51	17,75
CaO	0,55	10,07	1,75	0,60	2,96	0,91	1,45
MgO	1,10	2,20	He обн.	1,46	0,00	1,31	0,41
Na ₂ O	2,10	2,23	0,53	1,07	3,03	0,20	0,22
K ₂ O	0,43	0,22	3,41	2,20	3,62	5,21	5,60
CO ₂	0,08	5,26	—	He обн.	1,70	0,00	0,49
S сульф.	0,00	0,00	0,11	—	—	—	0,00
SO ₃	0,16	Сл.	—	0,45	—	—	Сл.
—H ₂ O	—	—	0,80	2,36	0,22	1,06	—
+H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—
П. пр.	14,00	12,20	—	10,38	0,00	3,64	5,20
Сумма	99,90	99,60	100,44	99,52	99,69	99,40	99,40
$\frac{K_2O}{Na_2O}$	0,2	0,1	0,3	2,1	1,2	26,0	25,0

Запасы каолина-сырца на каждом из указанных участков оцениваются сотнями тысяч и десятками миллионов тонн.

Каолины неметаморфизованных глинистых пород связаны с корами выветривания морских глинистых пород альбского яруса. Перекрываются континентальными осадками позднеальб-сеноманского возраста и устанавливаются вдоль южных предгорий хр. Кульджуктау и Зирабулакских гор (рис. 35). Мощность коры выветривания от 5—6 до 8—10 м. Прослеживаются по простиранию на десятки километров при ширине 4—6 км. Представлены

пестроцветными каолиновыми глинами. Основной состав глин — гидрослюда, каолинит, реликтовый кварц и примесь гидроокислов железа. Запасы каолина-сырца исчисляются сотнями тысяч тонн.

Каолины коры выветривания карбонатных пород связаны с карстовыми образованиями альбского века. Отмечаются в Кульджуктау и Зиаэтдино-Зирабулакских горах (рис. 35). В каолине-сырце содержание фракции следующее (%): 1 мм — 3,96; 1—0,5 мм — 0,09; 0,50—0,10 мм — 1; 0,10—0,01 мм — 19,98; 0,01 мм и меньше — 74,98.

Таблица 12

Химические анализы продуктов коры выветривания кварц-хлоритовых сланцев тасказганской свиты докембрия гор Ауминзатау, %

Окисел	Зона дезинтеграции			Гидрослюдистая		Каолинитовая		
	П187	П193	П1418	П186	П134	П184	П1416	П198
SiO ₂	61,70	73,24	53,45	61,38	61,20	66,05	54,78	62,36
Fe ₂ O ₃	0,47	2,85	12,69	6,72	2,99	4,32	5,28	6,02
FeO	1,33	0,75	0,82	0,61	0,61	0,32	0,47	0,18
TiO ₂	1,20	0,50	2,98	1,00	1,11	1,04	0,76	0,77
MnO	0,02	Не обн.	0,03	0,01	0,03	Сл.	Не обн.	—
P ₂ O ₅	0,04	—	0,41	0,09	—	Сл.	0,11	—
Al ₂ O ₃	23,76	13,70	11,18	19,63	22,26	16,85	25,73	21,83
CaO	0,33	0,50	1,16	0,56	0,50	1,55	1,16	0,00
MgO	1,04	Не обн.	6,30	0,60	—	0,88	0,42	—
Na ₂ O	2,18	0,84	0,56	0,22	0,80	0,07	0,53	0,40
K ₂ O	3,17	2,61	6,00	4,15	5,30	1,46	1,33	0,63
CO ₂	0,06	—	—	0,05	—	0,44	—	—
SO ₃	0,11	—	—	0,04	—	0,16	0,73	—
—H ₂ O	—	—	0,88	—	—	—	0,78	—
П. п. п.	4,08	4,80	4,00	4,52	4,90	6,34	7,86	7,70
Сумма	99,43	99	100,40	99,63	99,70	99,14	99,94	99,89
K ₂ O	1,4	3,0	10,0	18,0	6,6	20,8	2,5	1,5
Na ₂ O								

По данным химического анализа содержание окислов составляет (%): SiO₂—29—57; Fe₂O₃—1,18—6,93; FeO—0,08—0,24; TiO₂—0,50—0,68; MnO—0,11—0,57; P₂O₅—0,27—1,07; Al₂O₃—12—27; CaO—10,0—27,80; MgO—1,38—2,24; Na₂O—0,20—0,40; K₂O—0,60—0,80; CO₂—0,55—21,5; п. п. п.—3,52—5,16. Таким образом, каолины карстовых кор выветривания характеризуются высоким содержанием гидроокислов железа, карбонатов кальция, низким содержанием щелочей. Запасы каолина-сырца оцениваются до нескольких десятков тысяч тонн.

Каолины глинисто-песчано-гравелитовых отложений мела представлены в виде линз каолиновых глин белого и пестрого цвета или в качестве цемента обломочных пород. Широко распространены в основании разреза сеномана в предгорьях Букантау, Кульджуктау,

Зирабулак-Зиаэтдинских горах и Тамдыкудук-Тулянтайской возвышенности. Содержание глинистого компонента в составе отложений составляет около 30—40%.

Каолиновые глины в Западном Узбекистане — продукт перетложения кор выветривания гумидного литогенеза. Распространены в западной части гор Ауминзатау, вдоль южных и восточных предгорий Кульджуктау, Зирабулак-Зиаэтдинских горах и погребенной части территории в полосе развития континентального альфа (рис. 35). Отдельные выходы глин отмечаются в Закудуке

Таблица 13

Химические анализы продуктов коры выветривания метаморфических сланцев таушанской свиты (восточное окончание хр. Кульджуктау) и филлитовидных сланцев гор Ауминзатау, %

Оксид	Хр. Кульджуктау				Горы Ауминзатау	
	П1323	П1327	П1328	П1334	К1030	К1037
SiO ₂	53,34	54,80	54,63	53,75	46,56	59,56
Fe ₂ O ₃	4,92	4,52	1,93	3,89	0,60	0,52
FeO	0,08	0,26	4,75	0,10	0,00	0,68
MnO		Сл.	0,08	Не обн.	—	—
P ₂ O ₅	0,05	0,06	0,06	0,12	—	—
TiO ₂	1,08	1,05	1,38	1,18	1,00	1,40
Al ₂ O ₃	26,72	26,34	23,68	27,75	36,40	21,80
CaO	1,50	0,25	0,50	0,50	0,68	0,35
MgO	Не обн.	0,41	1,25	0,62	11	11
Na ₂ O	0,80	0,40	0,80	0,43	0,43	0,18
K ₂ O	3,61	4,41	3,10	3,61	5,61	2,41
CO ₂	Не обн.	11	0,22	Не обн.	—	—
SO ₃	0,54	1,02	2,15	—	—	—
-H ₂ O	0,58	0,62	0,36	0,44	—	—
+H ₂ O	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	6,60	5,00	4,74	4,90	5,80	13,15
Сумма	99,82	99,24	99,63	100,29	99,76	100,05
$\frac{K_2O}{Na_2O}$	4,5	11,0	3,8	8,5	13,0	13,0

(Ауминзатау), Кырккудуке (Зирабулакские горы), вдоль южных, восточных и северо-восточных предгорий хр. Кульджуктау, Сукайты (Зиаэтдинские горы). Макроскопически глины пестрого, реже белого, серого, темно-серого цвета, иногда углистые. Состоят из каолинита, гидрослюд и терригенного кварца с гидроокислами железа.

Содержание фракций в каолине-сырце следующее (%): 1—0,5 мм—0,01—0,5; 0,5—0,25—0,01—0,05; 0,25—0,1—0,01—0,49; 0,1—0,05—9,5—32,6, менее 0,05 мм—65,6—87,5.

Таким образом, каолиновые глины осадочного генезиса отличаются высоким выходом обогащенного каолина. Характеризуются повышенным содержанием полуторных окислов железа, алюминия и низким — щелочей и титана (табл. 14).

В Южном и Восточном Кульджуктау каолиновые глины альбского возраста распространены на площади 70×10 км при средней мощности разреза около 20 м. Если принять объемный вес равным двум, то запасы каолина-сырца исчисляются 20—25 млрд. т. Значительные запасы будут способствовать строительству крупного

Таблица 14

Химические анализы альбских глин южных предгорий Кульджуктау, Зирабулакских и Зиаэтинских гор

Окисел	Восточное окончание хр. Кульджуктау (г. Казакасу)			Ташкудук (Южные предгорья (Кульджуктау))			Сукайты (Зиаэтинские горы)	Карнаб (Зирабулакские горы)
				каолиновые глины		кора выветривания глин альба		
	П161	П1443	П1446	П136	П137	П138	П269	П7а
SiO ₂	40,97	60,73	61,07	55,18	58,24	48,26	59,8	67,5
Fe ₂ O ₃	4,39	11,22	2,15	2,92	7,21	0,73	5,07	2,74
FeO	0,37	0,17	0,05	0,08	0,18	0,66	0,30	0,25
TiO ₂	2,16	0,74	0,86	0,98	0,79	0,56	0,89	0,76
MnO	—	—	—	—	—	—	—	0,00
P ₂ O ₅	0,25	0,22	0,03	0,19	0,02	0,04	0,02	0,00
Al ₂ O ₃	35,00	17,69	23,71	21,63	19,59	30,90	22,19	17,64
CaO	2,33	1,75	0,50	0,50	2,00	1,75	1,75	0,91
MgO	0,42	11	1,25	0,62	0,73	1,05	0,00	0,21
Na ₂ O	0,13	0,21	0,55	4,30	0,80	1,75	1,07	0,20
K ₂ O	0,36	2,13	2,41	1,70	1,25	3,61	1,08	1,74
—H ₂ O	1,24	0,09	1,02	1,30	1,18	2,00	0,86	0,80
П. п. п.	12,52	5,91	6,68	10,40	6,76	8,82	7,04	6,12
Сумма	100,14	100,86	100,28	100,16	99,19	100,10	100,09	99,90
$\frac{K_2O}{Na_2O}$	2,7	11,0	4,3	0,4	1,4	2,0	1,0	8,5

предприятия по производству глинозема, керамических изделий и др.

Таким образом, на территории Западного Узбекистана широко развиты каолины различных генетических типов, из числа которых первостепенное практическое значение имеют щелочные каолины погребенной коры выветривания гранитоидов Кетменчинского, Бахалинского, Ауминзатауского, Алтынтауского, Тымского и других интрузивов. Осадочные (вторичные) каолины широко распространены и характеризуются огромными запасами. Однако качество, условия залегания и площади распространения их не изучены. Поэтому необходимо проведение поисково-разведочных работ, в первую очередь, в восточных и южных предгорьях хр. Кульджуктау, Зирабулакских горах, в районах Сукайты, Тулянтайской возвышенности, Закудука и др.

В Западном Узбекистане выделяется три генетических типа цеолитов: гидротермальный (Кромская, 1970), вулканогенно-осадочный (Миркамалова и др., 1973) и остаточно-гипергенный (Колдаев, Пак, 1971). Приводим характеристику цеолитов остаточно-гипергенного типа, выявленного при исследованиях коры выветривания габброидов и гранитоидов Бельтау.

Цеолиты в альбской коре выветривания переменено влажной зоны литогенеза. В линейных зонах альбской коры выветривания основных пород выявлено (Колдаев, Пак, 1970) десять участков цеолитовой минерализации. Ранее они принимались за гидротермально-измененные габброиды и не отражались в геологических документах горных выработок.

По форме выделения и пространственному размещению отмечены три морфологических типа цеолитовой минерализации: залежи цеолитов в габброидах на контакте с графитовыми телами, «ксенолиты» цеолитов в графитовых залежах, рассеянные минеральные агрегаты цеолитов в графитовых залежах (установлен К. М. Кромской, 1970).

Первый морфологический тип представляет жильные тела мощностью от 0,1—8,0 м и протяженностью от 5,0 до 25,0 м. Сложен плотными массивными неясно кристаллическими образованиями, состоящими на 60—80% из натролита. Остальная масса породы представлена карбонатными, глинистыми и другими минералами. Цвет породы светлый, светло-коричневый, зеленоватый или красноватый.

Второй сложен «ксенолитоподобными» телами неправильной формы (от 5—10 см до 1,5 м в поперечнике). Образует желтовато-зеленоватые скопления сферолитов натролита (50—70%) и глинистых минералов. «Ксенолиты» распространены неравномерно в зоне сильнографитизированных габброидов. Ранее эти светлые образования в графитовых залежах принимались за брекчию гидротермально измененного габбро.

Третий включает натролит, томсонит, анальцим. По К. М. Кромской (1970), глубина распространения цеолитов достигает 210 м. Суммарное содержание их в графитовых залежах не превышает 1—5%, причем количество цеолитов с глубиной резко уменьшается. По мнению этого автора, цеолиты — продукты низкотемпературных гидротерм.

Содержание основных компонентов в цеолитах первого типа (обр. К819), %: SiO_2 —42—88; Al_2O_3 —26,44; Na_2O —12,52; $-\text{H}_2\text{O}$ —0,36; $+\text{H}_2\text{O}$ —8,89 и второго (обр. К—789)— SiO_2 —49,94; Al_2O_3 —27,79; Na_2O —12,52; $-\text{H}_2\text{O}$ —0,80; $+\text{H}_2\text{O}$ —8,75. Данные микроскопии, рентгеновского и термического анализов показали, что цеолиты первого и второго типов представлены натролитом.

Образования натролита вскрыты канавами, карьерами, шурфами. Видимая глубина распространения цеолитов определяется

данными горных выработок (4—5 м). Несомненно, что залежи цеолитов прослеживаются на глубину, определяемую интенсивностью развития коры выветривания. По нашим определениям, продукты выветривания горных пород в Бельтау прослеживаются на глубину до 200—300 м и более. В пределах этих глубин можно обнаружить скопления цеолитов.

Выделенные типы цеолитов наиболее полное развитие получили на юго-востоке Бельтауского интрузива, где распространена площадная кора выветривания.

На основании анализа геологического материала можно установить, что цеолиты-натролиты связаны с нижними горизонтами профиля коры выветривания габброидов и гранитоидов. Здесь при формировании альбской коры выветривания гумидного литогенеза господствовала застойная среда, где из-за ограничения миграции щелочей местами создавались участки с повышенной щелочностью и концентрацией силиката натрия. Цеолиты отлагались в пустотках, трещинках и межгранулярно главным образом в нижних горизонтах коры выветривания.

Наиболее крупные залежи натролита распространены на юго-востоке интрузива. Не исключается возможность нахождения аналогичных образований цеолитов в северо-западной части интрузии в зонах линейной коры выветривания, а также на юге массива под чехлом меловых отложений.

Учитывая то обстоятельство, что поискам цеолитов в настоящее время придается первостепенное значение (Сидоренко, 1971), а залежей цеолита (натролита), подобных описанным, в данной работе на территории Узбекистана не было известно, необходимо проведение поисково-разведочных работ на цеолиты на площади Бельтауской интрузии.

Поисковым признаком развития цеолитов в коренном залегании пород является присутствие в коре выветривания опала и халцедона, нередко покрытых трещинками усыхания или маршаллитовой рубашкой.

БОКСИТЫ

Бокситы на территории Узбекистана изучались А. В. Пейве, Л. П. Конновым, Р. А. Мусиным, Я. С. Писарчик и др.

По Л. П. Коннову (1972), проявления бокситов Узбекистана подразделяются на два класса: геосинклинальные и платформенные с соответствующими типами.

В Западном Узбекистане были известны только геосинклинальные бокситы карбонового возраста (А. В. Пейве, А. Ф. Соседко, Р. А. Мусин, Л. П. Коннов, В. И. Попов и др.). Впервые о наличии мезозойских, точнее альбских бокситистых пород, неоднократно отмечалось в работах А. И. Пака и др. (1971). По мнению автора бокситистые карстовые образования на выходах представляют ресилифицированные карстовые бокситы. Исходя из этого предполагалось

развитие карстовых бокситов альбского возраста на участках ныне закрытых осадками альба. Отсюда перспективными на поиски альбских бокситов считались участки развития карбонатных пород палеозоя, непосредственно перекрытые континентальными осадочными сериями альбского возраста.

В 1972—1973 гг. при проведении геологосъемочных (Я. Б. Айсанов и др.) и поисковых (В. Ли) работ на южном склоне хр. Кульджуктау обнаружены небольшие проявления карстовых бокситов.

Карстовые бокситы в альбской коре выветривания переменного влажной зоны литогенеза в Западном Узбекистане отмечаются в четырех точках (Аякгужумды-1, Аякгужумды-2 и др.) в пределах южных склонов хр. Кульджуктау.

Проявление бокситов Аякгужумды-1 расположено в 2 км к северу от одноименного колодца. Рудное тело вскрыто канавами, представляет карстовые образования белесоватого облика, выполняющие карстовые воронки глубиной до 1—2 м на участке длиной 150 м и шириной 10 м. Структура неравномерно бобовая. Бобовины овальной, округлой, редко неправильной удлиненной формы (1—2,5 см). Расположены в породе неравномерно, местами образуют скопления в виде линз мощностью до 30 см и длиной 0,8 м.

Бобовины сложены преимущественно каолинитом, реже гетитом, еще реже хлоритом, гематитом, магнетитом. Каолинитовые бобовины окружены гетитовыми каемками. Бобовины сцементированы глинистой массой, сложенной каолинитом. Минералы свободного глинозема присутствуют в незначительном количестве в виде единичных зерен диаспора. Рентгеноструктурным анализом в отдельных бобовинах обнаружен также бемит. Но тем не менее основная масса залежи представлена сиаллитами с кремневым модулем 0,5—0,8 и аллитами с кремневым модулем 0,85—1,26, содержание Al_2O_3 составляет 42%.

Проявления бокситов Аякгужумды-2 находятся в 5—6 км к северо-западу от колодца Аякгужумды, в 2 км к востоку от дороги, соединяющей Аякгужумды — Актосты. Здесь карстовая воронка изометричной формы, 30×125 м в поперечнике, выполнена красноцветными, сильноожеженными каолинитовыми глинами с линзами красно-бурых бокситов бобовой структуры. Основная масса бокситовых пород сложена бобовинами округлой формы размером до 1 см в поперечнике. Часто наблюдаются желваки неправильно сплюснутой формы размером от 0,5 до 5,0 см. Бобовины и желваки концентрически слоистые. Снаружи бобовины покрыты пленкой и оболочкой гидроокислов железа. Под ними расположена оболочка, сложенная бемитом, реже каолинитом и кальцитом, иногда они чередуются. Ядро в большинстве случаев представлено гидроокислами железа, реже кальцитом, каолинитом или бемитом. Основная масса бобовин состоит из бемита, желваки — из бемита с примесью каолинита и кальцита. Кальцит развивается в виде вкраплений в бемитовой массе или выполняет пустотки. Цементирующая масса

по составу каолинистая, иногда с примесью хлорита, единичных включений бемита и кальцита, пропитана гидроксидами железа.

Бокситовидные породы представляют собой аллиты. По данным химических анализов, во всех проанализированных пробах содержание Al_2O_3 составляет от 32 до 42%, Si_2O — от 17,40 до 37; Fe_2O_3 — от 4,7 до 13,7; CaO — от 0,7—0,5 до 9—11; TiO_2 — от 0,98—1,5 до 1,8—2,25, потери при прокаливании от 15,88 до 20,12%

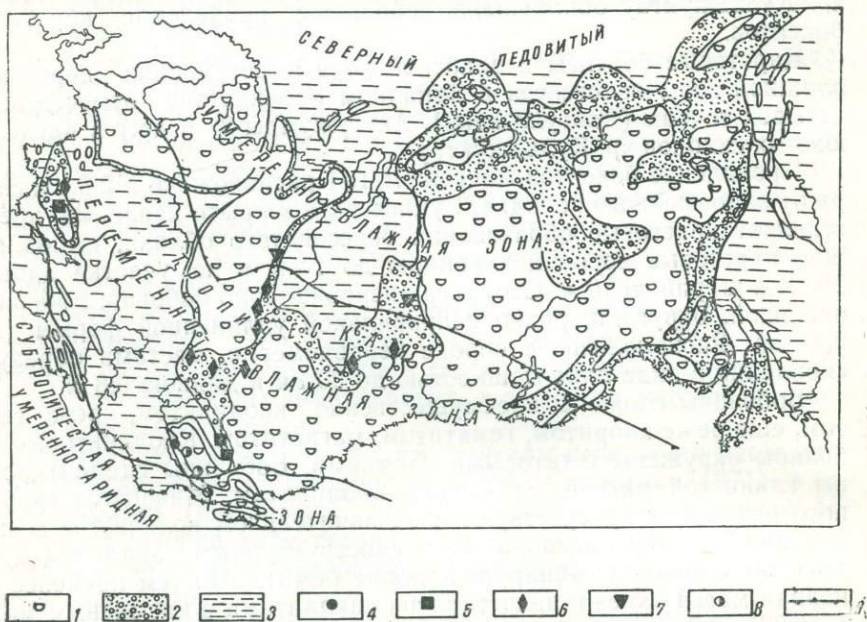


Рис. 36. Размещение различных минералогических типов альбских бокситов на территории СССР.

1 — цокольные морфоструктуры суши с корами выветривания. Аккумулятивные равнины: 2 — суши, 3 — морских бассейнов. Месторождения и проявления бокситов: 4 — бемитовые карбонатизированные, 5 — диаспоровые и бемитовые с маршаллитами, реже гибситами, 6 — гибситовые, 7 — аллиты с обломками гибситовых бокситов, 8 — terra-росса, 9 — границы климатических зон.

(М. С. Родовильский и др.) Породы по кремневому модулю, отвечающие бокситу, встречаются редко.

Описанные проявления бокситов не представляют практического интереса. Однако наличие альбских карстовых бокситов в Западном Узбекистане подтвердило наши выводы о возможности обнаружения нижнемеловых бокситов в данном районе. При более благоприятных условиях захоронения карстовых тел могут быть выявлены новые более интересные в практическом отношении рудные залежи. Наиболее перспективна на поиски карстовых бокситов альбского возраста — зона погребенного педимента, перекрытая альбскими континентальными осадками на территории Западного

Узбекистана (южные и юго-западные и восточные склоны хр. Кульджуктау, юго-западные предгорья Зиаздинских гор и др.).

Однако при оценке перспектив следует учитывать общие закономерности распространения альбских бокситов на территории СССР, показанных на рис. 36. Месторождения и проявления сильно карбонатизированных некондиционных бокситов и бокситовидных пород Западного Узбекистана расположены в южной периферической части переменного влажной субтропической климатической зоны на границе с умеренно аридным климатом, на некотором удалении от нее (бокситопроявления Приташкентского района в Южном Казахстане, Коростенского района Украинского щита) распространены аллиты, сиаллиты и низкокачественные бокситы нередко с маршаллитами. Во внутренней части переменного влажной зоны (Мугоджарский, Аятский, Таунсорский, Каменск-Уральский и другие районы) распространены главным образом кондиционные бокситы и ферраллиты нередко в парагенезисе с железными рудами (Тюрин, 1971; О. А. Ткаченко и Г. А. Большун, 1971; и др.). На границе переменного влажной субтропической и умеренно влажной зоны развиты преимущественно сиаллиты с единичными линзами некондиционных кремнистых аллитов (Марсято-Самский район и др., А. К. Шарова, А. К. Гладковский, 1958; и др.).

Наряду с указанной зональностью размещения разных петрографических типов бокситов и бокситовых пород устанавливается особенность распространения бокситов по минералогическому составу: аллиты и бокситы Западного Узбекистана главным образом бемитового или бемит-диаспорового состава развиты в периферической части переменного влажной климатической зоны на границе с умеренно аридной зоной литогенеза, в удалении от нее (Приташкентский район) — бокситы диаспорового или бемитового состава участками с незначительной примесью гиббсита, во внутренней части зоны — гиббситовые бокситы, в пограничной области умеренно влажной и переменного влажной субтропической климатических зон (Марсято-Самский и другие районы) — гиббситовые аллиты.

Закономерность зонального размещения различных петрографических и минералогических типов нижнемеловых бокситов, на наш взгляд, обусловлена палеоклиматической зональностью палеоландшафтов эпох бокситонакопления. При этом гиббситовые бокситы, имеющие практическую ценность, образовались во влажном, но менее жарком субтропическом климате переменного влажной зоны литогенеза, тогда как моногидратные бокситы — в периферической части переменного влажной зоны субтропического пояса вблизи аридной зоны литогенеза. Эту особенность следует учитывать при прогнозировании на бокситы всех возрастов.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

Одни исследователи (Мусин и др.) считают, что коры выветривания, развитые на породах домезозойского фундамента формировались в карбоне, другие (Коннов, Петров и др.) процессы корообразования связывают с триас-юрским периодом. Последующая геологическая история, по их мнению, характеризовалась только разрушением и частичной переработкой. В. Г. Кузнецов и др. (1959), Н. С. Рахимова (1959), В. И. Троицкий (1974) выделяют рэт-юрские и альбские коры выветривания.

Наши исследования показали, что коры выветривания на территории Западного Узбекистана формировались непрерывно в мезозое и кайнозое. Эти выводы подтверждаются В. П. Петровым (1967), который подчеркивает, что выветривание на суше протекает непрерывно в течение геологической истории Земли и поэтому при континентальном перерыве отложений можно ожидать некоторую кору выветривания. Вместе с тем он выделяет только эпохи мощного корообразования и связывает их, как и Н. М. Страхов (1962), с периодами гумидного климата. По мнению В. П. Петрова, на поверхности Земли формировались допротерозойские (послеархейские), додевонские, мезозойские и верхнетретичные мощные коры выветривания.

А. П. Сигов (1969) применительно для Урала наряду с каолиновыми и латеритными корами выветривания выделял эпохи образования красноземных, каолино-гидрослюдистых, дезинтегрированных продуктов выветривания.

Следовательно, на территории Западного Узбекистана развиты коры выветривания переменного влажной субтропической, умеренно аридной, почти тропической, и экстрааридной тропической и субтропической зон литогенеза. Формирование кор выветривания разных зон литогенеза строго контролировалось изменением тектонических режимов и ландшафтно-климатических условий в мезозое — кайнозое. Установленная нами закономерность циклического развития основных элементов тектонических структур, палеорельефа и палеоклимата данного региона позволяет по-новому подойти к изучению и классификации кор выветривания.

По нашему мнению, выделение только эпох гумидного корообразования или так называемых эпох каолиновой, латеритной, красноземной и т. п. коры выветривания нельзя признать правильным, так как вышеперечисленные петрографические типы кор выветривания могут формироваться даже в зонах гумидного литогенеза, но в разных ландшафтно-фациальных зонах.

В связи с тектоно-климатической цикличностью интенсивность процессов выветривания то замедлялась, то усиливалась через равные отрезки геологического времени. При этом единый прерывисто-непрерывный процесс корообразования подобно стадильности преобразования минералов в профиле коры выветривания был тесно связан с четырьмя тектоно-климатическими этапами: верхнепалеозойско-раннетриасовым, триас-юрским, меловым, третично-антропогенным, продолжительность соответственно 80, 78, 80, 67 млн. лет (рис. 37). Каждый из этих корообразующих этапов охватывает определенный отрезок геологического времени, равный 78—80 млн. лет, что имеет принципиально важное значение для картирования древних кор выветривания и осадочных образований, претерпевших значительные последующие изменения.

В составе каждого цикла четко фиксируются два типа коры выветривания: аридного и гумидного литогенеза с соответствующими подтипами (коры выветривания экстрааридной, умеренно аридной, перемененно влажной, экстрагумидной зон литогенеза). В начале и конце цикла формировались коры выветривания аридного литогенеза, в середине цикла — гумидного. Начальная стадия цикла совпадала с активными тектоническими процессами, интенсивным трещинообразованием, образованием мощных зон окисления и дезинтеграции пород. В эту стадию коры выветривания предшествующего этапа могли сохраниться только узко локально по линейным зонам.

Конец каждого цикла совпадал с эпохами аридизации климата. При этом формировались коры выветривания аридного литогенеза, с ними связаны наложенные процессы. Усиление тектонических движений положительного знака и расчленение рельефа сопровождалось полным размывом гумидных кор выветривания предшествующей стадии и образующихся кор выветривания аридного литогенеза. В результате к началу нового цикла корообразования горные породы на выходах лишались элювиального покрова предшествующего этапа, за счет чего в главной массе были представлены невыветрелыми породами. Это доказывается тем, что осадочные серии аридного литогенеза (келловей-оксфордские, кимеридж-титонские и др.) залегают на свежих невыветрелых породах домезозойского фундамента.

Формирование коры выветривания в один тектоно-климатический этап носит определенный стадийный характер — формирование аридных кор и подготовка горных пород, выравнивание рельефа и образование гумидных кор в середине цикла и гипер-

Кроме того, тектоно-климатические циклы и связанные с ними процессы корообразования определенно соотносятся с тектоническими режимами. Так, среднедевон-раннетриасовый этап совпадает с инверсионным герцинским геосинклинальным, средне-триасово-верхнемеловой — с мезозойским платформенным и палеоцен-антропогенный — с постплатформенным орогенным.

Каждый из выделенных циклов корообразования имеет индивидуальные черты во всей совокупности гипергенных процессов и металлогеническую специализацию.

Коры выветривания переменено влажной зоны литогенеза связаны с рэт-ранне- и среднеюрскими, апт-альбскими и отчасти среднеолигоценовыми эпохами континентальных перерывов (рис. 37). Корообразование развивалось в различных ландшафтно-фациальных условиях. В ископаемом виде сохранились только коры выветривания низких пенепленов, педиментов, денудационных и аккумулятивных равнин.

В строении кор выветривания низких пенепленов и педиментов участвуют элювии поли- и монозональных профилей. Полизональные распространены спорадически. В их строении участвуют маломощные (не более 30—40 м) покровы элювия зон гидратации, выщелачивания и отчасти неполного гидролиза, элювий зоны полного гидролиза со структурными бокситами отсутствует. Монозональные сложены преимущественно элювиями зоны гидратации или только каолинитовыми продуктами, развитыми непосредственно по свежим породам, минуя промежуточные элювиальные зоны. Профили такого типа строения устанавливаются также и для кор выветривания денудационных пластовых равнин (например, коры выветривания глин альба в Карнабе). Характерная особенность фациальных типов коры выветривания переменено влажной зоны литогенеза — высокое содержание кремнезема, щелочей, щелочноземельных элементов, а также неразложенных реликтовых минералов в элювиальных горизонтах коры выветривания.

Результаты геохимических и минералогических исследований показали, что корообразование в ландшафтах переменено влажной зоны литогенеза приводило лишь к частичному растворению кварца исходных пород и других реликтовых минералов. В зависимости от геолого-структурных и гидрогеологических условий отмечалась значительная сложность геохимических обстановок и связанных с ними процессов выноса и концентрации химических элементов. Кальций, натрий, калий, магний, молибден, цинк, кобальт, никель, барий, стронций, свинец, галлий, медь, хром, золото, иттрий, иттербий, серебро и др. в основном выносились из верхнего горизонта коры, большинство из них частично накапливались в нижних горизонтах с образованием местами повышенных концентраций.

Преобладающая масса так называемого низкотемпературного кварца осадочно-метаморфической формации палеозоя, по-види-

тому, представляет продукт коры выветривания переменнo влажной зоны литогенеза. Этот вывод подтверждается пространственной и парагенетической связью большинства кварцевых жил с низкотемпературными халцедонами, карбонатами, гипергенными сульфидами и минералами монтмориллонитового и хлоритового составов. Совместное нахождение этих минералов свидетельствует о развитии нижних горизонтов коры в условиях восстановительной щелочной обстановки.

Верхние горизонты коры площадного распространения формировались в условиях окислительных обстановок. При этом наряду с выносом большинства химических элементов из верхних горизонтов коры имело место накопление части высвобождающихся при выветривании исходных горных пород таких инертных химических элементов, как железо (в виде полупорных окислов), алюминий (в виде минералов группы каолинитов), титан (в виде рутила, циркона, анатаза и др.) и устойчивых к химическому выветриванию минералов (зерна касситерита и др.).

Линейно-пластовые морфологические типы кор выветривания развиваются преимущественно ниже уровня грунтовых вод в восстановительной обстановке затрудненного водообмена с отрицательными электрохимическими потенциалами среды, с ними связан синтез сульфидов железа и других металлов.

В пограничной области с аридным климатом кора выветривания формировалась в условиях низкого стояния уровня грунтовых вод, вследствие чего окислительная обстановка господствовала во всех элювиальных горизонтах. В толще осадочно-метаморфических пород докембрия и палеозоя за счет окисления сульфидов различных металлов и связанного с ними сернокислого выветривания алюмосиликатов оформлялись глинистые минералы из группы каолинита и сульфаты (гипс, ярозит, алуниды), а также вторичные рудные минералы. Продукты климатического выветривания подвергались вторичным изменениям — карбонатизации и кремнеения.

В ландшафтах денудационных пластовых равнин формировались главным образом монозональные элювиальные покровы. Элювий нижних горизонтов (зон гидратации и выщелачивания) отсутствует. В геохимическом отношении отмечались незначительный вынос кремния, натрия, магния, кальция, а также некоторых малых элементов и накопление полупорных окислов железа, алюминия, отчасти калия и титана. Накопление железа, очевидно, связано с инфильтрационными привносами, а титана и алюминия — с остаточными явлениями. Однако в связи с незавершенностью процессов корообразования структурные бокситы в профиле коры не образовывались.

В ландшафтах континентальных денудационно-аккумулятивных равнин развивались азональные коры выветривания, представленные каолинизацией терригенных континентальных осадков. В геохимическом отношении наблюдалось накопление алю-

миния в виде каолинитов, железа в виде шамозитов, сидеритов, окислов. Кремнезем, высвобождавшийся при выветривании пород, расходовался на неосинтез каолинита. Избыточный алюминий, кремний, а также щелочные, щелочноземельные и другие элементы с грунтовыми водами выносились в бассейны седиментации.

В умеренно аридной зоне литогенеза полизональные профили, идентичные корам выветривания перемененно влажной зоны литогенеза, образовались спорадически главным образом по зонам разрывных тектонических дислокаций, сульфидизированным рудоносным зонам, а также вдоль контакта интрузивных и осадочно-метаморфических пород складчатого фундамента. В остальных случаях континентальное корообразование отмечалось по гидрослюдистому типу с формированием сравнительно маломощных (не более 10—15 м) покровов, сложенных элювиями зон гидратации и выщелачивания, либо только элювиальными покровами зоны гидратации.

Данные изучения баланса вещества дают представления о вялом процессе корообразования. Очевидно, это связано с отсутствием сильного промывного режима грунтовых вод в профиле коры выветривания и господством слабощелочных обстановок, что ограничивало глубокое изменение минерального вещества выветривающихся пород и значительный вынос химических элементов из коры выветривания. В связи с этим ряд породообразующих (кремний, натрий, кальций, магний и др.) и рудных (ванадий, свинец, цинк, барий, стронций, тантал, ниобий, иттрий, иттербий, железо, серебро, золото, никель, мышьяк, сурьма и др.) элементов отчасти накапливались в профиле коры выветривания. Наибольшие концентрации их связаны с нижними горизонтами в виде самостоятельных минералов или в качестве изоморфной примеси в других минералах. В экстрааридной зоне литогенеза формировались наименее дифференцированные коры выветривания.

В ландшафтах горных плато, пенеппенов, педиментов коры выветривания представлена элювиями зоны гидратации. Выветривание пород проходило в окислительной обстановке. Грунтовые воды залегали глубоко от поверхности, поэтому зона окисления опускалась на многие десятки и сотни метров, а по зонам разломов — до уровня грунтовых вод. В зоне окисления (преимущественно воздушно-сухой) по трещинкам развивались гипергенные минералы: кварц, карбонаты, сульфаты, галлоиды, окислы и гидроокислы различных металлов. Но основная масса пород не затронута процессами выветривания, поэтому они сохраняют первичный состав. Изучение баланса вещества показывает слабое выщелачивание и вынос кальция, магния, натрия, кремнекислоты и некоторых рассеянных химических элементов с переменной валентностью и эпигенетическое накопление некоторого количества их в коре выветривания. Из-за отсутствия четко выраженной границы восстановительного барьера вторичное минералообразование связано с зоной окислительных реакций.

В пределах денудационных равнин горные породы выветривались главным образом в условиях окислительной и восстановительной среды, нейтральной и слабощелочной реакции. В результате здесь формировались только элювии зоны гидратации. Окисление и выветривание пород проникали по водоносным горизонтам осадочного чехла на глубину нескольких сотен метров, иногда до 1000 м и более. В зоне окисления наблюдалось широкое развитие сульфатов, карбонатов, окислов, гидроокислов различных химических элементов, ограниченный неосинтез опала, кварца, алуни-тов, цеолитов, гидрослюд, палыгорскита и др. В зоне восстановительных реакций, охватывавших нижнюю часть зоны гидратации, формировались сульфиды некоторых металлов, кальцит, доломит и окислы некоторых металлов (гематит и др.). Для ландшафтов экстрааридного литогенеза характерны инсоляционные процессы, с которыми связаны образования маршаллита, кальцита, гипса, барита и др.

Выводы

Коры выветривания различных зон литогенеза характеризуются широким распространением, своеобразным строением профилей, определенным набором гипергенной минерализации и металлогенической специализацией. Наряду с каолинами, алуни-тами, цеолитами с корами выветривания связаны проявления меди, ванадия, молибдена, халцедона, бирюзы, маршаллита, силикатно-никелевых руд, золота, магнезита, талька, минеральных пигментов, бурых железных руд, редких земель, редких элементов, бентонитовых глин, галлуазитов, строительных материалов и др.

Из изученных нами полезных ископаемых большое народнохозяйственное значение имеют первичные и вторичные каолины, запасы которых исчисляются миллиардами тонн, остаточные цеолиты кор выветривания габброидов Бельтау, алуни-ты остаточные и осадочные в разрезе альбских отложений, карстовые бокситы альбского возраста.

Несмотря на ограниченное площадное распространение карстовых бокситов и интенсивное проявление ресификации бокситоносные терра-росса сохранились на некоторых участках под меловыми отложениями. Перспективными на поиски бокситоносных формаций в южных и юго-восточных предгорьях хр. Кульджуктау являются карбонатные толщи палеозоя и допалеозоя, перекрытые континентальными пестроцветными апт-альбскими отложениями. Глубина залегания кровли палеозоя не превышает 300 м, что позволяет проведение поисковых работ с бурением.

Распространение бокситовидных пород и алуни-тов пластового типа в восточном окончании хр. Кульджуктау, сходство геологических условий залегания их с аналогичными проявлениями других районов Союза, а также нахождение бокситовидных пород в пространственной связи с алуни-тами позволяют обнаружить оса-

дочные пластовые алуниты в континентальных отложениях пестроцветного альба. В этом отношении наиболее перспективны западные предгорья Букантау и Ауминзатау, южные, юго-восточные и северо-восточные предгорья хр. Кульджуктау. На указанных площадях необходимы поисково-ревизионные работы на осадочные бокситы и алуниты.

Алуниты остаточного генезиса могут служить поисковым индикатором на обнаружение золота, бирюзы, меди и других полезных ископаемых. В связи с этим на площадях непосредственного развития остаточных алунитов можно обнаружить золотое оруденение в нижней части профиля коры выветривания. На наш взгляд, перспективными на ряд важнейших рудных полезных ископаемых являются выходы девонских песчано-глинистых пород района кол. Бешбулака, осадочно-метаморфических пород кокпатасской свиты в Чулькаратау и Аристантау, среднепалеозойских пород хр. Кульджуктау и др., площади развития нижнепалеозойских и докембрийских пород в пределах погребенной части Западного Узбекистана, где сохранились реликты неокомских, юрских и триасовых кор выветривания перемененно влажной и умеренно аридной зон литогенеза. На этих площадях необходима постановка тематических и ревизионно-поисковых работ.

Каолины представлены остаточным и осадочным генетическими типами. Из числа остаточных каолинов практическое значение имеют щелочные каолины погребенной коры выветривания гранитоидов южных предгорий Зирабулакских гор. Вторичные каолины развиты в восточных и южных предгорьях хр. Кульджуктау (уч. Торткудук, Аякгужумды, Учкудук и др.), северо-западных частях гор Ауминзатау (Закудук), южных предгорьях Зирабулакских гор (Карнаб, Кетменчи, Сукайты), районах Тулянтайских возвышенностей, северных, предгорьях Букантау (Бохалы и др.). Запасы каолина-сырца на отдельных участках исчисляются сотнями миллионов и несколькими миллиардами тонн. Для оконтуривания месторождений, выяснения качества и технологических свойств каолинов необходима постановка поисково-разведочных работ на вышеуказанных площадях и проведение технологических испытаний.

Цеолиты — новый вид минерального сырья. Крупные залежи их в Узбекистане обнаружены впервые. Однако они не изучены на глубину. В связи с этим необходимо проведение поисково-разведочных работ на цеолиты в Бельтау.

Установленная закономерность геохимической специализации кор выветривания обуславливает зональное развитие, концентрацию химических элементов и отдельных видов минерального сырья в элювиальном профиле. Это в конечном счете определяет ярусность и локальность стратифицированных полезных ископаемых в разрезе осадочной серии, образованной за счет разрыва и перетложения кор выветривания разных зон литогенеза.

Основные направления исследований, на наш взгляд, в ближайшие годы следующие:

а) изучение рудоносных кор выветривания для установления закономерностей размещения бокситов, каолинов, золота, ванадия, молибдена, бирюзы, редких земель, редких элементов, меди и других элементов в корях выветривания разных типов литогенеза;

б) детальная разработка классификации коры выветривания;

в) изучение палеозойских и допалеозойских кор выветривания и связанных с ними полезных ископаемых (золото, бокситы и др.).

Решение вышеперечисленных проблем в значительной мере будет способствовать выявлению новых месторождений полезных ископаемых в Западном Узбекистане.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. О генезисе Тасказганского графита (Западный Узбекистан), ДАН СССР, 1949, № 2.
- Акрамходжаев А. М. [и др.]. Геологическое строение и предпосылки нефтегазоносности Устюрта, Кн. 1, 2, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1967.
- Аскарров Ф. А., Хамрабаев И. Х. К геохронологии магматических процессов Западного Узбекистана. В кн. «Абсолютное датирование тектономагматических циклов и этапов оруденения», М., Изд-во «Наука», 1966.
- Ахмеджанов М. А. [и др.]. Положение древних кор выветривания в Западном Узбекистане, Сб. «Литология и полезные ископаемые Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
- Ахмеджанов М. А. [и др.]. Строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана. Т. 1, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1967.
- Бабаев А. Г. Геотектоническая история Западного Узбекистана и региональные закономерности размещения скоплений нефти и газа. М., Изд-во «Недра», 1966.
- Бабаев А. Г., Акрамходжаев А. М. Палеогеография нефтегазоносных меловых отложений Узбекистана. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1960.
- Балагурова Е. С., Кочнев Е. А., Троицкий В. И. Новые данные о древней коре выветривания Южного Узбекистана. Труды Главгеологии УзССР, № 3, Ташкент, Госгиптехиздат, 1964.
- Бардоши Г. О теории происхождения терра-росса и распространении бокситов на территории Восточных Альп и Карпат. Сб. «Кора выветривания», вып. 10, М., Изд-во «Наука», 1968.
- Бегметов З. Ю., Бабаев А. Г. О природе поверхности верхнеюрской карбонатной толщи на территории юго-восточной части Бухаро-Хивинской области. «Узб. геол. ж.», 1973, № 1.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., Изд-во «Наука», 1966.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., Изд-во «Наука», 1968.
- Бенш Ф. Р. Схема стратиграфии каменноугольных отложений юго-западных отрогов и южного склона Гиссарского хребта. В кн. «Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1965.
- Богородский С. М., Кравчук В. Н., Черняховский А. Г. Нижне-среднемиоценовый элювий Устюрта. Сб. «Кора выветривания», вып. 5, Изд-во АН СССР, 1963.
- Борискин В. П. Минералого-геохимическая характеристика алунита Гушская. В сб. «Геология и рудоносность Приташкентского района», Труды Ин-та геологии и геофизики АН УзССР, Ташкент, 1966.
- Борисов А. А. Климаты СССР в прошлом, настоящем и будущем. Изд. ЛГУ, 1975.

- Большая советская энциклопедия, т. XIII, М., Изд-во АН СССР, 1975.
- Брагин Ю. Н. Закономерности формирования древних кор выветривания осадочных пород карбона в Донбассе. «Литол. и полезн. ископ.», 1972, № 1.
- Бриндли Г. В. Каолиновые, серпентиновые и родственные минералы. В кн. «Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов», М., Изд-во «Мир», 1965.
- Брукс К. Климаты прошлого, ИЛ., 1952.
- Брюкнер В. Д. Латеритные и бокситовые профили Западной Африки, как показатели ритмических изменений климата в тропическом поясе (с приложением указанием на главные факторы, участвующие в образовании и сохранении латеритов и бокситов). В кн. «Вопросы геол. и минерал. бокситов», М., Изд-во «Мир», 1964.
- Валиев А. А., Хачиева Л. С. Климатические условия накопления юрских и нижнемеловых красноцветов Устюрта. ДАН УзССР, 1971, № 1.
- Вахрамеев В. А. Развитие ботанико-географических областей в течение палеозоя и мезозоя на территории Евразии и их значение для стратиграфии. Серия геол. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Викулова М. Ф. Ископаемые месторождения бокситов-латеритов в Средней Азии и перспективы поисков мезозойских бокситов. Материалы Всесоюз. научно-исслед. геол. ин-та, серия пол. ископ., вып. 4, 1948.
- Виниченко Н. Т. К термической характеристике алунитов Акташа. Труды САГУ, геол. науки, вып. 102, кн. 8, Ташкент, 1958.
- Висневский Я. С. Очерк ультраосновных и основных пород Узбекистана. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. IV, 1953.
- Висневский Я. С., Хамрабаев И. Х., Баранов В. В. Основные и ультраосновные породы Средней Азии и их возможная рудоносность. В кн. «Первое Среднеазиатское региональное совещание» (Тезисы докладов), Ташкент, 1965.
- Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли, М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Вишняков С. Г. Кора выветривания на девонских глинах Тихвинского бокситового района. Сб. «Кора выветривания», вып. 5, 1963.
- Газенко С. Д., Шпилюк Л. И. О перспективах бокситоносности северо-западной части Украинской кристаллического щита. «Сов. геол.», 1966, № 12.
- Гарьковец В. Г. О некоторых чертах различия Урала и Тяньшаня и о свидетельствах направленного развития Урало-Тяньшаньского складчатого пояса. Сб. «К проблеме связи Урала и Тяньшаня», Алма-Ата, Изд-во «Наука», 1969.
- Герасимов И. П. Почвенный очерк Восточного Устюрта. В кн. «Отчет о работах почвенно-ботанического отряда Казахстанской экспедиции АН СССР», М., Изд-во АН СССР, вып. 4, 1930.
- Герасимов И. П. Современные латериты и их образование. В сб. «Международный геол. конгресс», XXII сессия, Докл. сов. геол., Проблема 14, М., 1964.
- Гинзбург И. И. Стадийность выветривания минералов. В кн. «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии», М., Изд-во АН СССР, 1946.
- Гинзбург И. И., Рукавишникова И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация. Сб. «Кора выветривания», вып. 6, М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Гипп С. К. О генезисе Кайракского месторождения бокситов. Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. М., 1959.
- Гипп С. К. Петрография и некоторые вопросы генезиса мезозойских бокситов Средней Азии. Труды Геол. ин-та АН СССР, 1964.
- Деменецкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., Изд-во «Недра», 1975.

- Дикенштейн Г. Х., Жуковский Л. Г., Сотириади К. А. Основные черты геологического строения и газо-нефтеносности Бухаро-Хивинской провинции. Труды ВНИГНИ, вып. 30, 1961.
- Добровольский В. В. Вещественный состав и морфология коры выветривания. Изд. МГУ, 1964.
- Добровольский В. В. География и палеогеография коры выветривания СССР. М., Изд-во «Наука», 1969.
- Закиров М. З., Мирсаидов М. М. Алунит из глин Чимiona (Южная Фергана). «Узб. геол. ж.», 1969, № 4.
- Казанский Ю. П. Выветривание и его роль в осадкообразовании. М., Изд-во «Наука», 1969.
- Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Капица П. Н. Рельеф Антарктиды. В кн. «Рельеф Земли (морфоструктура и морфоскульптура)», М., Изд-во «Наука», 1967.
- Касымов А. К. Алуниты зоны окисления месторождений Центральных Кызылкумов. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 20, 1966.
- Касымов А. К. Алуниты зоны окисления месторождений Центральных Кызылкумов. Сб. «Геология, минер. и геохимия рудных регионов Узбекистана». Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
- Кашкай М. А. Алуниты, их генезис и использование. Т. I и II, М., Изд-во «Недра», 1970.
- Князев В. С. [и др.]. Складчатый фундамент Туранской плиты и промежуточный комплекс пермо-триаса. В кн. «Закономерности размещения нефти и газа эпигерцинской платформы юга СССР», т. 1, Гостоптехиздат, 1963.
- Князев В. С. [и др.]. Строение и состав фундамента и пермо-триасового комплекса Туранской плиты. В кн. «Строение фундамента молодых платформ», М., Изд-во «Наука», 1972.
- Когай М. А. Стратиграфия четвертичных отложений Узбекистана. Труды Главгеологии УзССР, вып. 2, Госгеолтехиздат, 1962.
- Колдаев А. А., Пак А. И. О находке крупных залежей цеолитов в Западном Узбекистане (Бельгау). ДАН УзССР, 1971, № 12.
- Коннов Л. П. Древняя кора выветривания в Гиссарской горной системе. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 10, 1956.
- Коннов Л. П. Геология и генезис бокситов Средней Азии. М., Изд-во «Недра», 1972.
- Конта И., Кужварт М. Латеритные и бокситовые породы на территории Чехословакии. Кора выветривания, вып. 5, М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Косминский В. В. О ландшафтах и палеоклиматах палеогена и неогена Казахстана и Средней Азии. «Изв. Всесоюз. географ. об-ва», 102, 1970, № 1.
- Коссовская Л. Г., Дриц В. А. О гидрослюдах осадочных пород. Сб. «Глины, их минералогия, св-ва и практическое значение», М., Изд-во «Наука», 1970.
- Крашенинников И. М. Древняя кора выветривания лесостепного Зауралья. Изв. Докучаевского почв. ком., т. 3, 1915.
- Кромская К. М. Сульфидная минерализация в габброидных породах Бельтауского массива. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 21, 1970.
- Кузнецов В. Г., Данчев В. И., Князев В. С. Некоторые вопросы петрографии древней коры выветривания Зирабулак-Зиаэтинских гор (Западный Узбекистан). Труды Москов. ин-та нефтехимическ. и газ. промышленности, вып. 25, 1959.
- Кузьмина О. А. [и др.]. Геология и перспективы газонефтеносности Северной Туркмении и прилегающих районов Узбекистана. Труды треста Союзбургаз, вып. 8, М., Изд-во «Недра», 1970.
- Лисицына Н. А. К методике геохимического изучения кор выветривания. «Литология и пол. ископ.», 1966, № 1.
- Лисицына Н. А. К вопросу о выветривании кислых пород в условиях влажных тропиков. «Литология и полезные ископаемые», 1968, № 4.

- Лисицына Н. А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М., Изд-во «Наука», 1973.
- Лихойдов Г. Г. Геологическое строение и петрография Бельтауского габброидного массива в юго-западной части Центральных Кызылкумов. «Изв. АН СССР», серия геол., 1967, № 5.
- Лукашев К. И. Основы литологии и геохимии коры выветривания. Минск, Изд-во АН СССР, 1958.
- Лукашев К. И. Геохимическое поведение элементов в гипергенном цикле миграций. Минск, Изд-во «Наука и техника», 1964.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. Периодичность в изменении климата прошлых геологических эпох и некоторые проблемы геохронологии. ДАН СССР, т. 108, 1956, № 4.
- Махнач А. С., Левых Н. Н. Литология и геохимия кор выветривания, развитых на кристаллическом фундаменте Белоруссии. Минск, Изд-во «Наука и техника», 1973.
- Миркамалова С. Х. [и др.]. Палеоген Западного Узбекистана. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1973.
- Михайлов Б. М., Бронева В. А. Фациальный анализ кор выветривания. Кора выветривания и связанные с ней полезные ископаемые. Киев, Изд-во «Наукова думка», 1975.
- Мусин Р. А. Генетические типы месторождений корундовых руд как разновидности глиноземистых формаций. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1957.
- Никитин К. К. Площадной тип коры выветривания Буруктаьского ультраосновного массива. В кн. «Никеленосные коры выветривания Урала», М., Изд-во «Наука», 1970.
- Никитина А. П., Витовская И. В., Никитин К. А. Минералого-геохимические закономерности формирования профилей и полезных ископаемых коры выветривания. М., Изд-во «Наука», 1971.
- Нсанов А. М. Бугеткольский ультраосновной массив и его кора выветривания. В сб. «Вопросы геол. коры выветривания Казахстана», вып. 1, Алма-Ата, 1972.
- Нуруллаев Х. Строение и состав кор выветривания Центральных Кызылкумов. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1972.
- Пак А. И. Типы и условия образования некоторых кор выветривания Западного Узбекистана. «Узб. геол. ж.», 1969, № 3.
- Пак А. И. Основные этапы последевонского развития рельефа Западного Узбекистана. «Геоморфология», 1976, № 3.
- Пак А. И., Петров Н. П., Каржаув Т. К. Проблема поисков минерального сырья для алюминиевой промышленности Узбекистана. «Узб. геол. ж.», 1971, № 5.
- Пак А. И., Петров Н. П., Колдаев А. А. Некоторые типы кор выветривания и карстовые образования в Западном Узбекистане. Геология, методы изучения и прогнозирования бокситов Средней Азии, Ташкент, 1972.
- Пак А. И., Колдаев А. А. Особенности строения и условия образования древних кор выветривания габброидных пород хр. Кульджуктау. «Узб. геол. ж.», 1972, № 4.
- Пак А. И., Ярмухамедов М. Х. Перспективы поисков бокситов в нижнемеловых отложениях Кызылкумов. Тезисы докладов Межведомственного рабочего совещания по геологии бокситов Средней Азии, Ташкент, 1973.
- Пак А. И., Ярмухамедов М. Х. Алунитовые породы в меловых отложениях района хр. Кульджуктау (Западный Узбекистан), ДАН УзССР, 1973, № 2.
- Пак А. И., Колдаев А. А. Латериты и латеритные бокситы гор Ауминзатау (Западный Узбекистан). ДАН УзССР, 1973, № 10.
- Пак А. И., Колдаев А. А., Нуруллаев Х., Касымов А. К. Кора выветривания на альбских глинах в южных предгорьях Зирабулак-Зияэтдинских гор (Западный Узбекистан). «Узб. геол. ж.», 1974, № 4.

- Педро Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. М., Изд-во «Мир», 1971.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. «Геотектоника», 1969, № 4.
- Перельман А. И. Ряды миграций химических элементов в коре выветривания. ДАН СССР, т. 103, 1955, № 4.
- Перельман А. И. Древняя кора выветривания Средней Азии. ДАН СССР, т. 103, 1955, № 5.
- Перельман А. И. Миграционные ряды элементов в коре выветривания. Сб. «Кора выветривания», вып. 4, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Петров В. П. Геолого-минералогические исследования Уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще. Труды ИГН АН СССР, вып. 95, 1948.
- Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания, М., Изд-во «Недра», 1967.
- Петров Н. П. Возможности нахождения золота в Кызылкумах. «Изв. Узб. ФАН СССР», 1940, № 9.
- Пилипенко П. П. Минералогия Западного Алтая. «Изв. Томского ун-та», кн. 62, 1915.
- Польнов Б. Б. Кора выветривания. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1934.
- Попов В. И., Музафарова Р. Ю., Макарова С. Д. Динамические фации и палеогеография пастуных меловых формаций среднего течения Зеравшана. Л., Изд-во «Недра», 1964.
- Разумова В. Н., Херасков Н. К. Геологические типы кор выветривания. ДАН СССР, т. 148, 1963, № 6.
- Расулев Ш. К. О древней коре выветривания Карнабского массива (Зявэтдинские горы, Западный Узбекистан). В кн. «Геол. и пол. иск. Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1964.
- Расулев Ш. К. К геохимии ниобия, тантала и титана в продуктах коры выветривания гранитоидов Карнабского массива (Западный Узбекистан), «Узб. геол. ж.», 1972, № 1.
- Ратеев М. А., Горбунова З. Н., Лисицын А. П., Носов Г. И. Климатическая зональность размещения глинистых минералов в осадках мирового океана. В сб. «Океанологические исследования», 1968, № 18.
- Рахимова Н. С. Каолиновые породы Центральных и Юго-Западных Кызылкумов. «Узб. геол. ж.», 1959, № 2.
- Рубанов И. В. Неоген-антропогенные сульфатоносные образования. В кн. «Послепалеозойские отложения Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1973.
- Руби В. В. Эволюция гидросферы и атмосферы в связи со специальным рассмотрением вероятного состава древней атмосферы. В сб. «Земная кора», М., 1957.
- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1962.
- Сапожников Д. Г. Современные осадки и геология озера Балхаш. Труды ГИН АН СССР, вып. 132, 1951.
- Сапожников Д. Г. К теории прогноза осадочных рудных месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Сигов А. П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М., Изд-во «Недра», 1969.
- Сидоренко А. В. Основные черты минералообразования в пустыне. В кн. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3 и 4, Львов, изд. Львов. ун-та, 1956.
- Сидоренко А. В. Геология в 2000 году. «Наука и жизнь», 1971, № 2.
- Сидоренко А. В. Докембрийские коры выветривания, поверхности выравнивания и эпохи континентальных перерывов в истории докембрия. В сб. «Докембрийские коры выветривания», М., 1975.
- Сикстель Т. А. Климатическая зональность позднего триаса на территории Средней Азии. Труды V и VI сессий Всесоюзного палеонтологического об-ва, 1962.

- Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. Л., Изд-во «Недра», 1967.
- Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. Изд-во АН СССР, 1955.
- Смолянинов Н. А. О месторождении алунита в Ташкентской губернии. «Минеральное сырье», 1926, № 5.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1, М., Изд-во «Наука», 1962.
- Ткаченко О. А., Большук Г. А. Мезозойские бокситы Урала. В кн. «Платформенные бокситы СССР», М., Изд-во «Наука», 1971.
- Троицкий В. И. Изменение климата и его роль в эволюции мезозойского бокситонакопления на территории Средней Азии. В сб. «Проблемы геологии», Труды ТашГУ, вып. 429, Ташкент, 1972.
- Троицкий В. И. Нижнемезозойские субформации коры выветривания юго-западных отрогов Гиссарского хребта и их бокситорудная продуктивность. «Узб. геол. ж.», 1974, № 4.
- Троицкий В. И. Верхнетриасовые и юрские отложения Южного Узбекистана. Л., Изд-во «Недра», 1967.
- Тюрин Б. А. Платформенные бокситонакопления на территории Казахстана. В кн. «Платформенные бокситы СССР», М., Изд-во «Недра», 1971.
- Уклонский А. С. Алуниты и квасцы Средней Азии и проблемы их использования. В сб. «Минеральные богатства Средней Азии», Труды Памирской экспед. СОИСа АН СССР, М.—Л., ОНТИ, Химтеоретиздат, 1935.
- Фагелер П. Основы учения о почвах субтропических и тропических стран. М., ГОНТИ, 1935.
- Федорович Б. А. Вопросы палеогеографии равнин Средней Азии. Труды Ин-та географии АН СССР, вып. 37, 1946.
- Фридланд В. М. Коры выветривания Северного Вьетнама. Сб. «Кора выветривания», вып. 6, М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
- Хамрабаев И. Х. Проблема связи Урала и Тяньшаня по новым данным петролого-металлогенических и геофизических исследований. Сб. «К проблеме связи Урала и Тяньшаня», Алма-Ата, 1969.
- Хамрабаев И. Х., Расулев Ш. К. О древней коре выветривания гранитов Кетметчинского массива (Западный Узбекистан), «Узб. геол. ж.», 1962, № 1.
- Хусанбаев Д. И., Нуруллаев Х. О древней коре выветривания гор Букантау. «Узб. геол. ж.», 1963, № 5.
- Черняховский А. Г. Эльвий и продукты его переотложения. Труды ГИН АН СССР, вып. 145, М., Изд-во «Наука», 1966.
- Чикрызов Г. С. Мушинское месторождение каолиновых глин. «Соц. наука и техника», 1935, № 1.
- Чухров Ф. В. Конференция международной ассоциации по изучению глин. «Изв. АН СССР», серия геол., 1970, № 5.
- Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М., Изд-во «Наука», 1966.
- Чарова А. К., Гладковский А. К. Минеральный состав, происхождение и изменение нижнемеловых бокситов восточного склона Урала и Тургайской равнины. В сб. «Бокситы, их минералогия и генезис», М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Шварцбах М. Климаты прошлого. ИЛ., 1955.
- Чведученко О. В. Строение, вещественный состав древней коры выветривания южных склонов и юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Сб. «Литология и осадоч. пол. ископ. Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
- Шейнманн Ю. М. Верхнепалеозойские и мезокайнозойские климатические зоны Восточной Азии. Бюлл. МОИП, Отд. геол., т. 29, вып. 6, 1954.
- Шувалов С. А. К вопросу о комплексности почвенно-растительного покрова Устюрта. Труды Юбилейн. сессии, посвященной 100-летию со дня рождения В. В. Докучаева, М.—Л., 1949.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. Геологическое строение и палеоклимат Западного Узбекистана	6
Глава II. К вопросу о понятии коры выветривания, классификации	15
Глава III. Коры выветривания триаса и юры	21
Глава IV. Коры выветривания верхнего мела, палеогена и антропогена	37
Глава V. Коры выветривания раннемелового возраста	104
Глава VI. Проявления и месторождения нерудных полезных ископаемых, связанных с корами выветривания	119
Глава VII. Особенности формирования и геохимическая специализация мезозойско-кайнозойских кор выветривания Западного Узбекистана	140
Литература	149

Пак А. И.

Мезозойские и кайнозойские коры выветривания Западного Узбекистана. Отв. ред. Каржаув Т. К. Т., «Фан», 1978.

155 с. (АН УзССР. Ин-т геол. и геофиз. им. Х. М. Абдуллаева). Лит.: с. 149—154.
551.42

Андрей Инсунович Пак

Мезозойские и кайнозойские коры выветривания Западного Узбекистана

*Утверждено к печати
Ученым советом Института геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева
и Отделением наук о Земле АН УзССР*

ИБ № 296

Редактор *Р. Рубан*
Технический редактор *О. Остроухова*.
Корректор *Л. Финк*.

P05492. Сдано в набор 10/XI—77 г. Подписано к печати 14/XII—77 г. Формат 60×90^{1/16}. Бум. тип. № 1. Бум. л. 4,875. Печ. л. 9,75. Уч. изд. л. 10,7. Изд. № 337. Тираж 1000. Цена 1 р. 80 к. Заказ 272.

Типография издательства «Фан» УзССР, Ташкент, проспект М. Горького, 79.

Адрес издательства: Ташкент, ул. Гоголя, 70.

2400

Цена в р. 80 к.