

А. Г. ЧЕРНЯХОВСКИЙ

ЭЛЮВИЙ И ПРОДУКТЫ ЕГО ПЕРЕОТЛОЖЕНИЯ



GEOLOGICAL INSTITUTE

A. G. CHERNIAKHOVSKY

ELUVIUM AND THE PRODUCTS OF ITS REDEPOSITION (Kazakhstan and Middle Asia)

Transactions, vol. 145

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

А. Г. ЧЕРНЯХОВСКИЙ

ЭЛЮВИЙ И ПРОДУКТЫ ЕГО ПЕРЕОТЛОЖЕНИЯ (Казахстан и Средняя Азия)

Труды, вып. 145

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ: академик А. В. Пейве (главный редактор), К. И. Кузнецова, В. В. Меннер, П. П. Тимофеев

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР В. Н. Разумова

EDITORIAL BOARD:

Academician A. V. Peive (Chief Editor).

K. I. Kuznetzova, V. V. Menner, P. P. Timofeev

RESPONSIBLE EDITOR

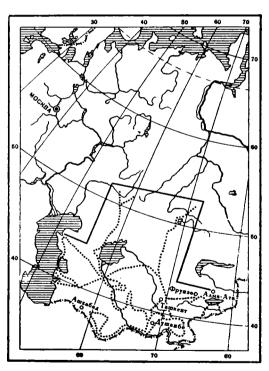
V. N. Razumova

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа посвящена описанию элювия, формирующегося в аридных и семиаридных условиях холодного, умеренного и субтропического климата и в тропиках. Первые два типа элювия рассматриваются на примере современных и антропогеновых элювиальных образований равнинных и высокогорных районов Средней Азии и Казахстана, тропический элювий — на примере верхнетриасовой и рэт-лейасовой кор вы-

ветривания этого же района (фиг. 1). Параллельно изучапродукты ближайшего лись переотложения элювия. добная методика позволила выявить тесную парагенетическую связь между элювием и одновозрастными ему осадочными отложениями. Это в свою очередь дало возможность более отчетливо представить некоторые неясные стороны генезиса континентальных осадочных отложений, в частности лёссов и бокситов.

Работа первоначально проводилась с целью изучения современного и антропогенового элювия различных климатических зон Казахстана Средней Азии. В связи с этим описание молодой элювиальной группы дается наиболее подробно. В процессе работы выяснилось, что корни сохранившихся на описываемой территории древних кор выветривания в некоторых случаях близки по характеру вторичных гипергенных образований к молодым продуктам вывет-



Фиг. 1. Обзорная карта района исследования с нанесением маршрутов

ривания. Для того чтобы найти критерии надежного распознавания молодых процессов выветривания от древних, появилась необходимость в изучении и древних кор выветривания. Некоторые результаты этих работ опубликованы в отдельных статьях автора (Разумова, Черняховский, 1963; Черняховский, 1963а, б; Богородский, Кравчук, Черняховский, 1963а, б

ский, 1963). Описание наиболее распространенной на территории Средней Азии верхнетриасовой и рэт-лейасовой кор выветривания приводится ниже.

Древние коры выветривания формировались в условиях тропического климата. В их образовании главную роль играют химические процессы выветривания. Древние коры выветривания отличаются от молодых большей мощностью и развитием вторичных глинистых продуктов часто уже в самых нижних горизонтах элювиального профиля. Химические процессы выветривания приводят к появлению в элювии существенно иных минеральных ассоциаций, поэтому классификация древних кор выветривания ведется по минералогическому принципу.

Антропогеновые элювиальные образования, формирующиеся в условиях умеренного и холодного климата, имеют сравнительно небольшую мощность и слабое развитие новообразованных глинистых продуктов. Выветривание в этих условиях сводится к физической дезинтеграции, связанной с расширением расклинивающим действием тонких водных пленок трещин разгрузки и других, имеющихся в выветривающейся породе трещин, а также с начальной гидратацией минералов, т. е. объясняется действием физико-химических процессов. В других случаях породы распадаются на отдельные обломки под воздействием температурного или морозного выветривания. Процессы химического выветривания отходят на второй план. Существенных минералогических изменений в элювии не наблюдается, поэтому для наименования тех или других элювиальных продуктов начального разрушения горных пород в работе принята десятичная шкала, которая применяется при описании осадочных отложений (Вассоевич, 1958). Согласно этой шкале, под названием глыбы подразумеваются неокатанные элювиальные обломки размером 1—10 м; отломы (неокатанные валуны) — $10-100 \, c_{M}$; 1-10 см; дресва -1-10 мм; песок -1-0,1 мм; алеврит и крупный пелит (пыль) — 0.1-0.001 мм; пелит (глина) — <0.001 мм.

Химические, рентгеноструктурные, термические и другие анализы, которые приводятся в работе, выполнены в соответствующих лабораториях Геологического института АН СССР: химические — аналитиками К. С. Гориной, К. А. Дунаевской, А. Н. Зарубицкой, М. А. Канакиной, В. И. Карасевой, Е. В. Черкасовой под руководством Э. С. Залманзон; рентгеноструктурные — Т. В. Долматовой и В. А. Дрицем; термические — под руководством Д. А. Виталя; гранулометрические анализы, определение пористости и выделение глинистой фракции — А. Т. Анинаровой; спектральные анализы получены в лаборатории ИГЕМ АН СССР Т. С. Решетиной.

Общее руководство осуществлялось доктором геолого-минералогических наук В. Н. Разумовой.

Всем товарищам, принимавшим участие в этой работе, автор приносит глубокую благодарность.

Часть первая

ЭЛЮВИЙ ХОЛОДНОГО, УМЕРЕННОГО И СУБТРОПИЧЕСКОГО КЛИМАТА АРИДНЫХ И СЕМИАРИДНЫХ ОБЛАСТЕЙ КАЗАХСТАНА И СРЕДНЕЙ АЗИИ И ПРОДУКТЫ ЕГО БЛИЖАЙШЕГО ПЕРЕОТЛОЖЕНИЯ

Элювий холодного, умеренного и субтропического климата на территории Казахстана и Средней Азии формировался на протяжении антропогенового периода. Изучение антропогенового элювия этих районов связано с большими трудностями, так как в пустынных районах элювиальные процессы протекают слабо и останавливаются на стадии механической дезинтеграции, а в горных районах элювиальные продукты быстро уничтожаются эрозией. Кроме того, дресвяно-щебенчатые и глинисто-дресвяные продукты антропогенового выветривания в некоторых случаях имеют сходство с дресвяниками нижних горизонтов древних кор выветривания. Это заставляет относиться с осторожностью к датировке возраста тех или иных дресвяников. В некоторых случаях такая датировка весьма затруднительна. Главными критериями для выделения молодых дресвяников служат геоморфологические и стратиграфические сведения. Молодые элювиальные образования отличаются от корней древней коры выветривания и по петрографическому составу. Древняя кора выветривания приурочена к реликтовым участкам мезо-кайнозойской поверхности выравнивания и обычно уходит под покров меловых и третичных отложений. В областях водоразделов, разрушенных антропогеновой эрозией, на высоких всхолмленных плато и на одиночных высоких останцовых сопках древняя кора выветривания отсутствует или встречается в виде небольших остаточных карманов. Молодые элювиальные образования (в особенности современный элювий) развиты и на этих геоморфологических уровнях. В отличие от древних дресвяников они имеют площадное распространение и приблизительно одинаковую мощность на породах одинакового состава как на вершинах, так и на склонах пологих возвышенностей. Современный элювий отсутствует или слабо развит только на крутых скальных поверхностях в горных районах.

При изучении молодых процессов выветривания возникают затруднения и в связи с тем, что не всегда легко отличить продукты гипергенеза от продуктов гидротермального изменения. Особенно сложен вопрос природы серицитизации плагиоклазов.

Характерной особенностью современных элювиальных образований является отчетливая приуроченность определенных типов элювия к существующим ныне широтным и вертикальным климатическим зонам. Это явление, естественно, не наблюдается при изучении древнего, в том числе и антропогенового (не современного) элювия. Важные данные о характере современных процессов выветривания в конкретных клима-

Основные климатические зоны, в которых формируется современный элювий на территории Казахстана и Средней Азии

| | | Қлимат | |
|-------------|-----------------|--|---|
| Показа | атель влажности | Показатель температуры | Основные районы исследования |
| Аридні | ый | Умеренно теплый (равнинные районы) Холодный (горные районы) | Пустыни равнинных областей Средней Азии Высокогорные пустыни Восточного Памира |
| Нивалі | ьный (высоких | гор) | Нивальный пояс хребтов Терскей-Ала- тау, Киргизского и Атбаши |
| Субни | зальный (высог | ких гор) | Альпийский и субнивальный пояса хребтов Терскей-Алатау и Киргизского |
| | Зона полу- | Умеренно теплый | Полупустынная зона Центрального Казахстана |
| Ĕ. | пустынь | Субтропический | Хребет Гезгядык в Южной Туркмении |
| Семиаридный | | Умеренно теплый (равнинные районы) | Лесо-степной и степной пояса северной части Казахского нагорья |
| Ğ | Зона степей | Умеренно теплый и холодный (горные районы) | Высокогорные районы Внутреннего Тянь-Шаня и Памира (лесо-лугово- степной и субальпийский горные поя- са) |

тических зонах получены при изучении элювия на развалинах древних сооружений.

В соответствии с климатическими зонами, существующими в настоящее время (табл. 1), в исследуемом районе выделяются следующие основные типы элювия.

- 1. Элювий аридного климата.
- 2. Элювий высокогорного нивального климата.
- 3. Элювий высокогорного субнивального климата.
- 4. Элювий семиаридного климата.

Первые три типа формируются главным образом под воздействием процессов температурного или морозного выветривания. В формировании элювия районов семиаридного климата большую, а иногда и главную роль играют физико-химические процессы выветривания.

Выделенные основные типы современного элювия позволяют квалифицировать и реликтовые антропогеновые элювиальные образования, которые хотя и не соответствуют современным климатическим зонам, но образовались в сходных условиях и поэтому близки современному элювию по литологическому составу.

В настоящей работе описываются молодые элювиальные образования, связанные только с алюмосиликатными и карбонатными породами.

Глава І

СОВРЕМЕННЫЙ ЭЛЮВИЙ АРИДНОГО КЛИМАТА

Пустынная зона Средней Азии лежит к югу от полупустынь Центрального Казахстана (несколько южнее 47° с. ш.) и простирается до подножья гор, которые нередко также несут следы воздействия аридного климата. К аридной зоне с резко континентальным суровым климатом относятся высокогорные пустыни Восточного Памира и некоторые области Внутреннего Тянь-Шаня.

ПУСТЫННЫЙ ЭЛЮВИЙ УМЕРЕННОГО И СУБТРОПИЧЕСКОГО КЛИМАТА НА РАВНИНАХ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Климат

В климатическом отношении область пустынь на равнинах Средней Азии можно разделить на две подобласти: северные пустыни с климатом, переходным от умеренного к субтропическому, и южные пустыни с субтропическим климатом. Граница между ними проходит несколько севернее 40° с. ш.

Вся область пустынь Средней Азии отличается резкой континентальностью и сухостью. Общегодовое количество осадков в районах, удаленных от гор (низовья Аму-Дарьи),— 80—100 мм, ближе к горам количество осадков увеличивается до 160—230 мм. Преобладающими являются весенние и зимние осадки. Весенний максимум на севере падает на май, а на юге — на март. Лето бывает совершенно бездождным. В твердом виде на севере выпадает 61—25 мм, на юге менее 1 мм осадков. Снег лежит на севере 70 дней, на юге в некоторые годы — 4 дня.

Возможная испаряемость в пустынной зоне чрезвычайно велика и во много раз превышает годовое количество выпадающих осадков. Годовые изотермы имеют широтное направление. В северной части района изотермы июля достигают $+26^\circ$, в южной — $+29.8^\circ$. В отдельные летние дни температура в южных районах повышается до $+50^\circ$ в тени. В январе у северных берегов Аральского моря средняя температура — 11.8° , а в южных районах — 1.7° . Однако и здесь бывают морозы до $20-25^\circ$ ниже нуля. Годовые абсолютные амплитуды воздуха достигают $75.4-70.6^\circ$, а суточные 25° . На поверхности песков наблюдались суточные амплитуды порядка 60° , а годовые — до 100° (ст. Репетек). В то же время тепловая волна не чувствуется уже на глубине 1 м от поверхности (Суслов, 1954; Козлов, 1959).

Характеристика процессов выветривания

Резкий недостаток влаги в выветривающемся субстрате пустынь, связанный с сухостью воздуха, малым количеством осдаков и сильным испарением, делает практически невозможным ход каких-либо процессов химического выветривания. В то же время резкие суточные и годовые колебания температуры поверхностных горизонтов земной коры и отсутствие сплошного дернового покрова (который мог бы служить теплоизоляционным слоем) определяют развитие здесь интенсивных процессов физического, в основном температурного выветривания. Определенную роль в процессе дезинтеграции пород пустыни имеют кристаллизующиеся по трещинкам соли.

Дезинтеграция горных пород под воздействием температурного выветривания происходит в результате механических напряжений, возникающих при неодинаковом объемном и линейном расширении породообразующих минералов. Коэффициент объемного расширения кварца в 2 раза больше, чем у ортоклаза, и примерно на $\frac{1}{3}$ выше, чем у роговой обманки. Мономинеральные породы разрушаются благодаря анизотропности слагающих их кристаллов. У кварца, например, линейный коэффициент расширения в направлении, перпендикулярном тройной оси, в 2 раза выше величины в направлении, параллельном тройной оси (Рухин, 1953). В результате пустынного температурного и солевого выветривания на горных породах различного литологического состава образуется пылевато-щебенчатый и дресвяный элювий. Процесс образования щебенчато-дресвянистого пылеватого элювия проявляется как на равнинах, так и в пределах пустынных низкогорных сооружений типа Султануиздага, гор Центральных Кызылкумов, Мангышлака, Туаркыра и т. п.

В пределах всей пустынной зоны близкие по литологическому составу породы дают аналогичные элювиальные продукты.

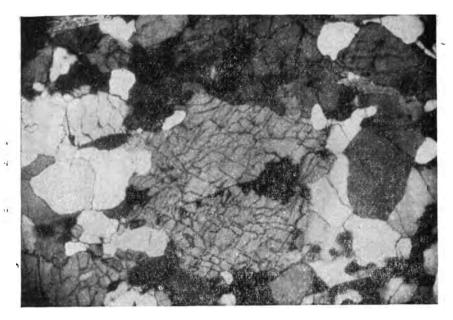
Элювий гранитов Султануиздага. Граниты под воздействием современного пустынного выветривания образуют дресвяники. Примером могут служить гранитные дресвяники южного склона Султануиздага. Дресвяники развиты здесь на серых крупно- и мелкозернистых биотитовых, мусковито-биотитовых и аляскитовых гранитах. Выветрелые граниты легко распадаются на отдельные зерна, наиболее измененные разности растираются между пальцами в грубый песок. Мощность элювия не превышает 1 м. Гранулометрический состав гранитного дресвяника приведен в табл. 2.

Таблица 2

Гранулометрический состав современного пустынного дресвянистого элювия на гранитах Султануиздага

| Размер | | Содержание | фракции, % | |
|------------|------------------------|------------|------------|------------|
| частиц, мм | обр. 74-2* | обр. 74-5* | обр. 74-6* | обр. 74-7* |
| >1 | 25,21 | 23.00 | 44,50 | 34,30 |
| 1-0,5 | 21,45 | 18,60 | 17,00 | 18,10 |
| 0,5-0,25 | 21,00 | 21,40 | 16,50 | 17,90 |
| 0,25-0,1 | 19,25 | 23,20 | 13,20 | 17,80 |
| 0,1-0,05 | 40.00 | 9,90 | 5,60 | 7,90 |
| 0,05-0,01 | 1 0, 9 2 | 1,40 | 0,80 | 0,70 |
| <0,01 | 2,14 | 2,50 | 2,30 | 3,3 |

Здесь и ниже образцы, отмеченные звездочкой, при подготовке к анализу растирались пять минут резиновой пробкой в фарфоровой чашке.



Фиг. 2. Пустынный элювий гранитов. Султануиздаг (шл. 74-2, увел. 40, николи скрещены)

Микроскопические исследования дресвяников показывают, что на всех стадиях выветривания слагающие граниты минералы остаются совершенно свежими. При самом внимательном изучении не удается увидеть следов гидратации, окисления или других признаков химического выветривания и образования вторичного глинистого вещества. Под воздействием механических напряжений, возникающих в результате неодинакового линейного и объемного температурного расширения, зерна кварца секутся неправильными трещинками, полевые шпаты и слюды — обычно по трещинкам спайности (фиг. 2). Каждое слагающее породу зерно часто распадается на несколько десятков угловатых обломков величиной до 0,04 мм. Особенно сильно дробятся полевые шпаты.

Современный возраст данного процесса доказывается развитием элювиальных дресвяников на различных элементах поверхности, в том числе и на скальных останцах, и находками выветрелой корки на датированных предметах.

Выветрелая корка мощностью порядка 1 см, аналогичная элювиальным дресвяникам Султануиздага, была обнаружена на поверхности большого диска, состоящего из роговообманково-биотитового гранита. Диск найден среди развалин средневекового Куня-Ургенча в квартале Ташкала, который существовал до XVII в. (Толстов, 1962). Следовательно, элювиальная корка мощностью в 1 см образуется в пустыне за время около 250—300 лет.

Элювий сланцев, кварцитов и мраморов Султануиздага. Сланцы, кварциты, известняки, т. е. породы более или менее однородного состава, в результате пустынного выветривания образуют пылевато-щебенчатый элювий.

На Султануиздаге современные пылевато-щебенчатые элювиальные образования развиты на зеленых хлоритово-кремнистых первично карбонатизированных сланцах, серых кварцитах и желто-серых мраморах. В каждом из перечисленных разрезов на поверхности лежит хорошо отмытый от пылеватого материала слой щебня (фиг. 3) мощностью 2—5 см, соответствующего по составу коренным породам. Ниже



Фиг. 3. Элювиальный щебенчатый панцирь пустыни (Султануиздаг)

элювиальный щебень, часто сохраняя ориентировку сланцеватости материнских пород, перемешан с пылевато-щебенчатой карбонатной массой серого и желтовато-серого цвета на мраморах и кварцитах и темно-зеленого— на хлоритово-кремнистых сланцах. Вторичное обогащение нижних горизонтов элювия пылеватым материалом происходит за счет вымывания мелкозема из верхних горизонтов профиля. Общее количество пылеватого материала (фракция <0,1) в нижних горизонтах элювия иногда превышает 50% (табл. 3).

Таблица 3 Гранулометрический состав нижних горизонтов современного пустынного элювия на различных породах Султануиздага

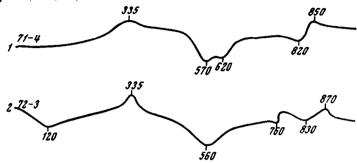
| | Содержан | ие фракц | ии, % | | Содержані | е фракці | ии, % |
|-------------------------------|---|-----------|--------------------------|----------------------------|---|--------------------------|-------------------------|
| Размер частиц <i>, м.м</i> | Элювий хлоритово- кремнистых сланцев | квап- | Элю вий мрамо- ров | Размер частиц, <i>мм</i> | Элювий хлоритово- кремнистых сланцев | Элювий квар- цитов | Элювий мрамо- ров |
| · w · | обр. 71-4 | обр. 71-8 | обр. 71-1 | | обр. 71-4 | обр. 71-3 | обр. 71-1 |
| >1 | 28,8 | 39,1 | 44,3 | <0,001 | 4,6 | | |
| 1-0,5 | 4,2 | 0,9 | 2,9 | Состав глинистой | Дже ффе- | | |
| 0,5-0,25 | 7,6 | 1,3 | 3,1 | ϕ ракции ($<0,001$) | ризит | | l — |
| 0,25-0,1 | 13,3 | 4,2 | 3,4 | Ng' | 1,585 | | <u> </u> |
| 0,1-0,05 | 21,5 | 17,2 | 5,5 | Np' | 1,573 | | |
| 0,05-0,01 | 9,7 | 12,9 | 10,7 | Ng'-Np' | 0,012 | _ | |
| 0,01-0,001 | 10,3 | 24,4 | 30,1 | | | | |

Микроскопические исследования элювия не выявили в нем заметных следов химического преобразования исходных минералов.

Выветривание заключается в физической дезинтеграции породы. В составе элювиальной пыли, образующейся за счет мраморов и кварцитов, при большом увеличении (×900) можно различить зерна квар-

ца, карбонатов, иголочки рутила и другие неопределимые обломки исходной материнской породы. Зеленая окраска пылеватых продуктов физического выветривания хлоритово-кремнистых сланцев объясняется значительной примесью обломочных чешуек невыветрелых зеленых хлоритов.

Глинистое вещество (фракция <0.001), выделенное из пылевато-щебенчатого элювия хлоритово-кремнистых сланцев, относится к группе джефферизита. От свежих, почти изотропных хлоритов плотного щебня джефферизит отличается повышенной интерференционной окраской с Ng'=1.585; Np'=1.573; Ng'-Np'=0.012, но на его термограмме



Фиг. 4. Термограммы глинистого вещества (фракция <0,001), выделенного из элювия пустыни (Султануиздаг)

1 — джефферизит; 2 — гидрослюда

(фиг. 4, кривая 1) еще отсутствует низкотемпературный эндотермический эффект. Рентгенограмма этого джефферизита типично хлоритовая (табл. 4). Присутствие в элювии пустыни джефферизита свидетельствует в пользу того, что наиболее легко выветривающиеся минералы в аридных условиях подвергаются слабой гидратации. Однако процесс этот находится в самой зачаточной стадии.

Мощность пылевато-щебенчатого элювия достигает 0,5-0,75 м.

Элювиально-делювиальные образования Султануиздага. Наряду с описанным типом элювия на склонах холмов Султануиздага встречаются более сложно построенные покровы элювиально-делювиального типа. Типичный разрез одного из таких покровов, развитого на хлоритово-слюдисто-кварцевых сланцах, имеет следующее строение (снизу вверх).

2. Элювиальный щебень и дресва (размером от долей сантиметра до 2—3 см) плотных, невыветрелых сланцев в белесо-коричневом суглинке. Среди глинистой массы суглинка видны мелкие обломки сланцев, зерна кварца, невыветрелые листочки хлоритов, слюд и обломочные зерна кальцита. Белесый цвет суглинков объясняется порошковатыми выделениями кальцита и гипса. В некоторых случаях щеточки гипса, иногда совместно с кальцитом, высаживаются непосредственно на поверхности щебня

3. Суглинисто-щебенчатая порода состоит из мелкого плотного щебня и дресвы плотных сланцев, сохранивших реликты макроструктуры материнской породы. Элювиальный щебень пропитан коричневым пористым суглинком с мелкими обломками сланцев и обломочными зернами кальцита. Глинистая составляющая суглинков имеет гидрослюдистый состав $(Ng'=1,576;\ Np'=1,565;\ Ng'-Np'=0,011)$ со значительной примесью пелитоморфного кальцита. Отдельные щебенки сланцев роговообманкового состава разрыхлены в тонкую дресву, а иногда до пылеватого состояния. Несмотря на значитель-

5-10

| | ированный щенный | | грованный ленный | | гированный гщенный | | рованный іленный |
|-----|---------------------|-----|---------------------|---------------|-----------------------|-----|---------------------|
| I | d/n | 1 | d/n | 1 | d/n | 1 | d/n |
| 4 | 14,4 | 6 | 13,7 | | | 1 | 2,318 |
| 1 | 10,1 | 2 | 10,0 | 1 | 2,271 | 0,5 | 2,252 |
| 0,5 | 7,7 | 0,5 | 8,0 | 0,5 | 2,190 | 4 | 2,195 |
| 10 | 7,2 | 6 | 7,1 | 0,5 | 2,120 | 1 | 2,112 |
| | _ | 0,5 | 6,5 | 1 | 2,070 | 1 | 2,066 |
| 5 | 4,7 | | _ | 4 | 2,001 | 4 | 1.980 |
| | | 1 | 4,46 | | <u> </u> | 0,5 | 1,927 |
| 5 | 4,26 | 5 | 4,19 | 1 | 1,892 | 3 | 1,871 |
| 0,5 | 4,06 | 0,5 | 3,998 | 0,5 | 1,847 | | l – |
| 1 | 3,80 | 1 | 3,76 | 1 | 1,813 | 4 | 1,813 |
| 10 | 3,55 | 10 | 3,49 | 1 | 1,713 | 1 | 1,738 |
| 9 | 3,34 | 10 | 3,34 | 1 | 1,661 | 3 | 1,685 |
| 5 | 3,20 | 8 | 3,19 | 0,5 | 1,617 | 1 | 1,639 |
| 1 | 3,04 | | - | l | 1,568 | 0,5 | 1,558 |
| | _ | 1 | 2,94 | $\frac{2}{2}$ | 1,537 | 5 | 1,530 |
| 4 | 2,83 | 5 | 2,83 | 1 | 1,502 | | |
| 1 | 2,69 | 1 | 2,67 | | ·- | 1 | 1,4884 |
| 2 | 2,56 | 1 | 2,56 | 0,5 | 1,4531 | 2-1 | 1,4499 |
| | _ | 1 | 2,50 | 0,5 | 1,4154 | 0,5 | 1,4184 |
| 3 | 2,446 | 2 | 2,436 | 1 | 1,3901 | 0,5 | 1,3916 |
| 0,5 | 2,383 | 1 | | $ _{0,5}$ | 1,3717 | 1 | 1,3717 |

Мощность, см

5

5. Остроугольный щебень хлоритово-слюдистых кварцевых карбонатных сланцев размером 1—3 см. Щебенка совершенно свежая, плотная. Сплошным слоем бронирует поверхность

Совершенно свежий облик минералов, слагающих элювиальную щебенку и мелкие обломки среди описываемых суглинков, а также особенности строения щебенчатого элювия полностью исключают возможность образования глинистого гидрослюдистого вещества суглинков за счет элювиального разложения материнских пород. Происхождение глинистого материала, который образует своеобразный «иллювиальный» горизонт среди элювиального щебня, следует объяснять суффозионным вмывом глинистого вещества, в результате перемыва местами сохранившихся здесь глин морского палеогена и мела.

Значительная минерализация поверхностных вод способствовала осаждению среди щебенчато-пылеватой массы элювия небольшого количества пелитоморфных карбонатов и гипса.

Элювий глин Устюрта. Глины, глинистые алевриты и подобные им породы разнообразного минералогического состава под воздействием современного пустынного выветривания также образуют щебенчатый элювий, а в случае сильной засоленности — пухляки. Щебенчатый элювий или пухляки на глинистых породах в пустынях распространены повсеместно. В силу ничтожного количества выпадающих осадков рыхлый

элювий на глинистых породах в пустынях сохраняется не только на выровненных площадках, но прекрасно держится и на довольно крутых склонах, а поэтому наблюдается на самых различных геоморфологических уровнях. Механизм образования щебенчатого и «пухлякового» элювия на глинистых породах имеет ту же основу, что и при выветривании плотных пород. Однако, помимо чисто механических напряжений в результате температурных колебаний, дезинтеграция глинистых пород, сильно прогреваемых у поверхности, происходит под воздействием частичной дегидратации глинистых минералов и кристаллизации солей.

Одним из многочисленных примеров такого типа образований может служить современный элювий, развитый на олигоценовых глинах восточного чинка Устюрта. Элювий развивается на крутых, совершенно лишенных растительности склонах. Материнская порода представлена плотной зеленовато-серой слоистой глиной с небольшой примесью глауконита, алевритовых зерен кварца, листочков слюды и т. п. Глина имеет гидрослюдистый состав (Ng'=1,573; Np'=1,558; Ng'-Np'=0,015). Выветривание распространяется вглубь и параллельно склону. Элювиальное изменение глин заключается в дезинтеграции породы. Плотные глины распадаются сначала на неровные плитки площадью 1-3 см², а в дальнейшем — на мелкий щебень и глиняный песок, обогащенный пылью (табл. 5).

Таблица 5 Гранулометрический состав элювия, образующегося в современных пустынных условиях на различных глинистых породах

| | | | Содержание фракц | ни, % | |
|------------|-------------------------------|-------------------------------|---|-------------------------------------|-------------------------------|
| Размер | Элювий гидрост Восточный ч | подистых глин. инк Устюрта | Элювий мергелистых гидросслюди- | Элювий краской хлорит-каолинито- | Элювий зеленых гидрослюдистых |
| частиц, мм | нижние горизонты | верхние горизонты | сто-монтмориллони- товых глин Барса- Кельмеса | ьой породы Туаркыра | глин Кугитангтау |
| | обр. 20-16 | обр. 20-1в | обр. 19-2 | обр. 3-11 | обр. 160-2 |
| >3 | 3,30 | 0,00 | 4,45 | 64 00 | 16,60 |
| 3-1 | 17,00 | 0,79 | 22,80 | 61,86 | 35,86 |
| 1-0,5 | 23,80 | 4,45 | 27,50 | 29,19 | 22,40 |
| 0,5-0,25 | 28,70 | 4 2, 9 0 | 29,00 | 7,15 | 13,90 |
| 0,25-0,1 | 18,60 | 40,11 | 13,92 | 0,73 | 7,60 |
| <0,1 | 8,60 | 11,60 | 2,33 | 1,07 | 3,64 |

На глубине 20-30 см от поверхности обычно развит маломощный иллювиальный горизонт типа «белоглазки», состоящий из легко растворимых солей. Поверхность рыхлого элювия надежно защищена от раздувания плотной коркой, мощностью 2-3 см, глиняного песка, сцементированного солями. После выпаривания водной вытяжки из этой корки кристаллизовалась многокомпонентная система солей, в которой количественно преобладает эпсомит (Ng'=1,460; Np'=1,430; Ng'-Np'=0,030) с небольшим количеством галита (Nm=1,543). Присутствуют ближе не определенные кристаллы соли с Ng'=1,523; Np'=1,519; Ng'-Np'=0,004 и некоторое количество других солей, определить которые также не удалось.

Выветривание глин сопровождается чуть заметным изменением окраски от зеленовато-серой в свежих породах до зеленовато-бурой в выветрелых. Изменение окраски вызвано окислением содержащегося в глинах глауконита. Глауконитовые зерна в зоне выветривания приобретают желтоватую, а затем красную окраску, которая распространяется вокруг

зерна в глубь породы на 1-2 мм. Окисленные, еще не полностью распавшиеся зерна глауконита отличаются от свежих повышенными показателями преломления (Nm=1,674-1,680). Наряду с окисленными зернами в элювии встречаются и свежие зерна глауконита.

Оптические исследования и данные термического анализа показывают, что заметного минералогического изменения в элювии глины не претерпевают. Мощность элювия достигает 60—90 см.

В том случае, когда в зону выветривания в пустынных условиях попадают глинистые породы, не содержащие глауконита или легко окисляющихся сульфидов, изменения в окраске элювиального слоя не происходит. Это хорошо видно на примере современного элювиального покрова, развитого на зеленых мергелистых глинах гидрослюдисто-монтмориллонитового состава (Ng'=1,564; Np'=1,549; Ng'-Np'=0,015) в районе Барса-Кельмеса на Устюрте. Как и в предыдущих случаях, выветривание глин Барса-Кельмеса сопровождается только их разрыхлением. Элювиальный слой состоит из зеленого глиняно-известковистого песка (см. табл. 5), который по цвету и минералогическому составу глинистой составляющей (Ng'=1,564; Np'=1,549; Ng'-Np'=0,015)отличается от материнской породы. Как обычно, рыхлый элювий сохраняется под плотной коркой, сцементированной солью. Исследование выпаренной водной вытяжки соли показало, что она состоит в основном из галита с незначительной примесью таблитчатых кристаллов полигалита (Ng'=1,564; Np'=1,546; Ng'-Np'=0,018). Мощность выветрелого слоя до 20 см.

Совершенно аналогичные элювиальные образования развиты и по глинистым породам каолинитового, каолинит-хлоритового и другого состава. Как и в приведенных выше примерах, современное пустынное выветривание глинистых пород любого состава сводится лишь к дезинтеграции и не сопровождается изменением минералогического состава выветривающихся глин (табл. 6).

Элювий глин предгорий Кугитангтау. Широкое развитие щебенчатого элювия на глинистых породах наблюдается и в южных пустынях Средней Азии. Подобный элювий на зеленых гидрослюдистых глинах морского палеогена был описан в юго-восточных предгорьях Кугитангтау. В нижних горизонтах элювия глины распадаются на плитки, а у поверхности — на мелкий щебень и дресву (см. табл. 5). Мощность элювия до 0,5 м. Щебенчатый элювий покрывается маломощным щебенчато-пылеватым делювием с солевой корочкой у поверхности.

Минералогического изменения в материале элювиального глиняного щебня по отношению к материнским породам не отмечается. В том и другом случае глины имеют одинаковые показатели преломления с Ng'=1,571; Np'=1,544; Ng'-Np'=0,027, близкие по конфигурации термограммы (фиг. 5) и одинаковое содержание закисного и окисного железа (табл. 7). Изменения в окраске выветрелых пород не наблюдается.

В случае выветривания пестроцветных глин в разрыхленном элювиальном слое полностью сохраняется характерная для материнских пород конфигурация пятен, окрашенных гидроокислами железа и марганца. Другими словами, при пустынном выветривании свободные гидроокислы железа и марганца не мигрируют.

Рыхлый элювий на глинистых породах в пустынях образуется довольно быстро. Склоны возвышенностей, на которых стоят древние города и замки Хорезма, в настоящее время покрыты элювием, хотя он, несомненно, отсутствовал во время строительства и эксплуатации сооружений. Хорошо развитый рыхлый щебенчато-пухляковый элювий на зеленых глинах верхнего мела, мощностью до 40 см, наблюдался, например, под стенами и против бывших въездных ворот крепости Малый Кыркыз, расположенной на крайнем северо-западном ответвлении Султануиздага.

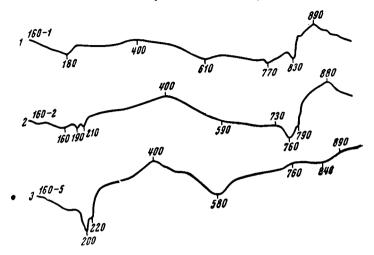
Минералогическая характеристика современного пустынного элювия на разных глинистых породах

| Район | Порода | Ng' | Np' | Ng'-Np' | Характер термокривой |
|------------------------------------|--|-------|-------|-----------|----------------------|
| Устюрт | Зелено-серая гидро- слюдистая глина (обр. 20-16) | 1,573 | 1,558 | 0,015 | 900 |
| | Элювий по гидрослюдистой глине (обр. 20-1a) | 1,573 | 1,561 | 0,012 | 185 550 |
| Западная Туркмения (Туаркыр) | Белый каолинизированный песчаник с пятнами гидроокислов марганца (обр. 1-7) | 1,564 | 1,558 | 0,006 | 140 |
| | Элювий по каолинизированным песчаникам (обр. 1-9) | 1,568 | 1,559 | 0,009 | 185 590 |
| | Красная порода хлорит-каолинитового состава (обр. 3-10) | 1,578 | 1,568 | 0,010 | 130 570 |
| | Элювий по хлорит- каолинитовой поро- де (обр. 3-11) | 1,578 | 1,568 | 0,010 | 325 940 |
| | Пестроокрашенный алеврит с каолинит- гидрослюдистым це- ментом (обр. 1-12) | 1,573 | 1,558 | 0,015 | 965 |
| | Элювий по пестроокрашенным алевритам (обр. 1-10) | 1,573 | 1,558 | *.0,015 } | 570 |

Крепость датируется С. П. Толстовым (1948) первыми веками новой эры. Подобный элювий наблюдается и у основания более поздних, средневековых замков.

Пески, вернее, песчаные зерна песков, вопреки мнению некоторых исследователей (Трофимов, 1950), под воздействием физического выветривания в пустынях, как правило, не разрушаются и потому сами по себе не могут служить источником пустынной пыли. Растрескивание отдельных минеральных зерен происходит лишь в плотной породе в результате взаимных механических напряжений, возникающих от неравномерного линейного и объемного расширения различных по своим

физическим свойствам, плотно соприкасающихся минералов. При эоловом переносе угловатые песчинки, особенно крупных размеров (больше 0,2 мм), окатываются. Мелкие остаются угловатыми (Федорович, 1954; Sekyra, 1961, и др.). Изменение механического и минералогического состава песков пустыни по отношению к коренным выходам связано с эоловой дифференциацией вещества (Сидоренко, 1948, 1956а, 1956б, 1961) и не имеет отношения к процессам выветривания.



Фиг. 5. Термограммы свежих (1) и выветрелых (2) гидрослюдистых глин морского палеогена; 3— пропитанный солями делювий этих глин (хребет Кугитангтау)

Элювий карбонатных пород в пустынях. Карбонатные породы по отношению к агентам выветривания в пустыне ведут себя аналогично силикатным породам. В зоне выветривания они образуют обычный для

Таблица 7

Количество закисного и окисного железа (%)
в гидрослюдисто-монтмориллонитовых глинах
и образованного за их счет щебенчатого элювия
в предгорьях Кугитангтау

| Порода | Fe ₂ O ₃ | FeO |
|--|--------------------------------|--------------|
| Щебенчатый элювий (обр. 160-2) Свежие глины (обр. 160-1) | 3,36 3,20 | 0,72 0,79 |

пустынь пылевато-щебенчатый элювий, обязанный своим происхождением процессам температурного выветривания.

В пустынных условиях в силу резкого недостатка влаги химическое разложение алюмосиликатных пород с выделением щелочей и щелочных земель, а также выщелачивание карбонатов в заметных масшта-

бах не происходит. Элювиальные образования пустыни, развитые на бескарбонатных породах разного состава (глины, роговообманково-хлоритовые сланцы, граниты и т. п.), как правило, остаются бескарбонатными, а в разрыхленных поверхностных горизонтах карбонатсодержащих пород под воздействием современных процессов выветривания не замечается значительного перераспределения карбонатов (табл. 8). Изменения содержания карбонатов в элювии по отношению к коренной породе носят случайный характер и чаще всего зависят от первичного неравномерного распределения карбоната в породе.

Практически полное отсутствие в пустынях химического разложения алюмосиликатов, равным образом и выщелачивания первичных карбо-

Таблица 8 **Карб**онатность современного пустынного элювия на разнообразных породах

| № оСр. | ⁽ Район | Псрода | Е ар€онат- ессть, % |
|---------------|---------------------------|--|------------------------|
| | | Гранит | . 0 |
| 74-5 | Султануиздаг | Элювий гранита | 0 |
| 3-4 | | Карбонатизированное габбро (кории досвнай коры выветривания) | 41,4 |
| 3-5 | | Элювий на карбонатизированном габбро | 34,0 |
| 3-8 | Туаркыр | Хлоритовая глина с железистыми бобовинками | 0,0 |
| 3-9 | ' ' ' | Элювий на хлоритовой глине | 0,0 |
| 1-7 | | Каолинизированный песчаник | 0,0 |
| 1-9 | | Элювий по каолинизированному песчанику | 0,0 |
| 11 4 | Мангышлак | Каолинизированный алеврит | 0,4 |
| 11-5 | мангышлак | Элювий по каолинизированному алевриту | 2,86 |
| 17-2 | | Серый суглинок | 24,8 |
| 17-1 | Устюрт | Пористая элювиальная корка | 25,3 |
| 20-1a | o chop. | Зелено-серые гидрослюдистые глины | 0,0 |
| 20.16 | | Элювий на глинах | 0,0 |
| 33-18 | Горы Букунтау | Пестроцветные песчаники | 0,0 |
| 33-19 | Toph bykymay | Элювий на песчаниках | 0,0 |
| 67-3 | Левобережный Хорезм | Сырцовый кирпич IX в. | 21,0 |
| 67-4 | (Гяуркала) | Элювий по сырцовому кирпичу | 21,4 |
| 77-3 | | Ирригационный нанос VII—VIII вв. | 20,7 |
| 77-4 | Правоберєжный Хорєзм | Разрыхленная эллювиальная корка | 22,4 |
| 79-1 | Tipaboocpentiibin Aopesii | Глина зеленая | 0,0 |
| 79-2 | | Элювий на зеленой глине | 0,20 |

натов элювиального слоя, служит доказательством ошибочности распространенного мнения о широком развитии в пустынях особого «силитно-карбонатного», или карбонатного, типа выветривания (Перельман, 1963), а также процессов «облёссования» (Яковлев, 1955) или общего «обызвесткования» продуктов выветривания (Сидоренко, 1956а).

В условиях сильной хлоридной (Лаптев, 1939) и сульфатной минерализации грунтовых вод пустыни основная часть Ca²⁺, растворяющегося в небольшом количестве кальцита, связывается с анионом SO₄²⁻, образуя гипс, и лишь в случае недостаточной концентрации сульфата иона вместе с гипсом в зоне испарения грунтовых вод может выпадать некоторое количество порошковатого кальцита.

Эта важная для пустынь реакция при наличии в растворе MgSO₄ происходит по следующей схеме (Еременко, 19556).

1.
$$CO_2$$
 (воздуха) $+ H_2O \rightleftarrows H_2CO_3 \rightleftarrows H^+ + HCO_3^-$

2.
$$CaCO_3
ightharpoonup Ca^{2+} + CO_3^{2-}$$

3.
$$H^{\perp} + CO_3^{2-} \stackrel{\sim}{\simeq} HCO_3^{-}$$

Кроме указанных ионов в растворе находятся Mg^{2+} и SO_4^{2-} . При наличии в растворе Mg^{2+} и CO_3^{2-} и низком содержании CO_2 происходят замещения части CO_3^{2-} на OH^{-}

$$2Mg^{2+} + 2CO_3^{2-} + H_2O \rightleftharpoons 2Mg (OH)^+ + CO_3^{2-} + CO_2 \uparrow$$
.

В условиях все возрастающей концентрации Ca^{2+} и SO_4^{2-} наступит момент, когда будет превзойдено произведение активностей $CaSO_4 \times 2H_2O$ и гипс выпадет в осадок:

$$Ca^{2+} + SO_4^{2-} + 2H_2O \not\subset CaSO_4 \cdot 2H_2O \downarrow$$
.

Осаждение гипса начинается при 2,5 N концентрации MgSO₄. Это явление объясняет широкое развитие среди современных пустынных элювиальных и почвенных образований скоплений гипса, а не карбонатов. Карбонатные «пустынные коры» и горизонты интенсивного карбонатного накопления среди современных элювиальных образований пустынь отсутствуют (Сидоренко, 1956а). Появление в ныне пустынной зоне таких горизонтов в ископаемом состоянии свидетельствует о какихто былых плювиальных эпохах.

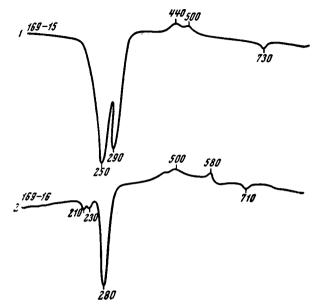
Гипсовые накопления в пустынях, как говорилось выше, встречаются повсеместно, хотя и не образуют какой-то единой пустынной гипсовой «коры» (Сидоренко, 1956а). Современное накопление в зоне выветривания гипса так же, как и других растворимых солей, зависит от множества факторов: от мощности зоны аэрации, литологического состава пород, концентрации сульфатных солей в грунтовых водах и, наконец, от структурных особенностей отдельных районов (Алексин, 1962).

По данным А. В. Сидоренко (1956а), для пустынь Средней Азии в настоящее время характерно несколько форм поверхностного выделения гипса: крупные цементирующие пески, кристаллы пойкилитовой структуры (так называемые репетекские гипсы), бесформенные выделения мелкозернистого гипса и гипсовые замещения по корням растений. Наряду с современными гипсовыми выделениями в пустынях Средней Азии встречаются довольно мощные подпочвенные скопления гипса более древних эпох антропогенового периода. К таким образованиям относятся, в частности, гипсы Устюрта (Шувалов, 1948; Герасимов, 1930; Добровольский, 1962).

Выходящие на поверхность гипсы древних генераций в пустынных условиях Средней Азии под влиянием сильного прогрева солнцем обезвоживаются. Это явление в слабой степени наблюдалось вдоль восточного чинка Устюрта, у юго-западного берега Аральского моря, но особенно резко оно проявляется в южной зоне пустынного пояса, например по юго-восточному склону гор Кугитангтау и в некоторых районах юго-восточной Туркмении. Этот процесс хорошо выражен по правому берегу р. Аму-Дарьи в 10 км выше по течению от станции Киркичи на склоне возвышенности Кувадаг. Возвышенность сложена главным образом гипсами нижнего палеогена. Гипсы с поверхности изменены, причем наблюдается изменение двух типов.

На отвесных скалах, особенно южной экспозиции, развито явление частичного обезвоживания гипсов. Процесс обезвоживания внешне проявляется в том, что плотный тонкозернистый гипс становится менее плотным, появляются трещины дегидратации и порошковатая текстура. У самой поверхности обезвоженный гипс приобретает снежно-белую окраску, становится рыхлым и пористым. Подобная же картина наблюдается в случае обезвоживания крупнокристаллических разностей гипса. Мощность обезвоженного слоя достигает 20—40 см. Обезвоженные гипсы отличаются от свежих возрастанием величины показателей

преломления и двупреломления от Ng'=1,530; Np'=1,520; Ng'-Np'=-0,010 в свежих гипсах до Ng'=1,566; Np'=1,548; Ng'-Np'=0,018 в порошковатых обезвоженных разностях. Новообразованный минерал, судя по оптическим свойствам и способности вновь присоединять воду, отвечает дегидратизированному гипсу с формулой $CaSO_4 \cdot {}^1/_2H_2O$. Природный минерал этого состава известен под названием бассанита (Штрунц, 1962).



Фиг. 6. Термограммы, характеризующие процесс обезвоживания гипсов в районе станции Киркичи.

1 — свежий гипс; 2 — бассанит, образованный за счет дегидратации гипса

Термограмма бассанита отличается значительно меньшей, по отношению к свежему гипсу, интенсивностью первого пика низкотемпературного эндотермического эффекта при 250° (фиг. 6), что отвечает потере им цеолитной воды.

На выположенных участках склона наряду с явлением обезвоживания происходит процесс частичного выщелачивания гипсов. Этот процесс, вообще не характерный для пустынной зоны, по-видимому, объясняется положением описываемого района на периферии большого Киркинского оазиса, где, как и в других оазисах Средней Азии, несколько повышена, по отношению к пустынной зоне, влажность воздуха (Сапожникова, 1951). Элювий гипсов рисуется в следующем виде (снизу вверх).

| | Мощность, см |
|--|--------------|
| 1. Плотный серовато-белый кристаллический гипс, ближе к поверхно- | |
| сти слегка дегидратизированный. Края кристаллов имеют нерезкие очер- | • |
| тания, белеют и приобретают порошковатую текстуру. Ближе к поверхности |] |
| гипсы несут следы очень сильного выщелачивания, которое заключается в | , |
| появлении сотовидных, вертикально ориентированных пор и внутрипласто- | • |
| вых корок перекристаллизации. Видимая мощность | 15 |
| 2. Серая, значительно более темная, чем гипсы горизонта 1, порода, | • |
| по цвету напоминающая делювиальные суглинки. Состоит из легкого, пори- | , |
| стого, выщелоченного гипса с характерной вертикально ориентирован | |
| сотовидной текстурой | . 20 |
| 3. Серый песчано-пылеватый суглинок. По многочисленным порам про- | |
| никает в выщелоченные гипсы горизонта 2 | |

Эвления обезвоживания и выщелачивания, т. е. процессы, противоположно направленные, вряд ли развиваются одновременно. Видимо, дегидратизация гипса происходит в жаркие, совершенно лишенные атмосферных осадков летние месяцы, тогда как выщелачивание происходит в наиболее влажные весенние месяцы.

«Кремнистые» коры, до сих пор описываемые в литературе как характерные образования пустыни, среди современного элювия Средней Азии, за исключением района Серных бугров, отсутствуют (Сидоренко, 1953, 1956а).

Небольшая в общем амплитуда высот, характерная для большей части пустынь Средней Азии, и очень незначительное количество выпадающих осадков способствуют хорошей сохранности рыхлых элювиальных продуктов. Современный рельеф пустыни при существующих климатических условиях является как бы законсервированным и развивается чрезвычайно медленно. В связи с этим в низменных пустынях практически отсутствуют денудационные и аккумулятивные склоновые процессы.

элювий холодных высокогорных пустынь

Резкая континентальность и сухость большей части среднеазиатских гор, где нередко сухая зона подходит непосредственно к линии вечных снегов, определяют здесь развитие интенсивных процессов температурного выветривания. В результате температурного выветривания на склонах гор образуется большое количество обломочного материала, главным образом в виде щебенчато-мелкоземистых и глыбово-щебенчатых развалов. В отличие от равнинных пустынь грубые продукты выветривания, формирующиеся на сухих, почти лишенных растительности склонах сильно расчлененного рельефа, под воздействием водных струй, силы тяжести и постоянных температурных колебаний постепенно сползают вниз по склону, образуя мощные осыпи и обнажая для выветривания все новые и новые поверхности невыветрелых пород. Громадное количество обломочного материала в конце концов становится достоянием временных и постоянных потоков, которые непрерывно выносят его в предгорья, образуя предгорные пролювиальные шлейфы.

Процесс формирования щебенчатого элювия, который в условиях горного рельефа сразу же образует осыпи, является характерной чертой континентального сухсго климата горной области Средней Азии. Этот процесс мало зависит от температурного режима каждого отдельного вертикального пояса. В сравнительно теплых пустынях низкогорных районов и в холодных высокогорных пустынях Восточного Памира процессы выветривания приводят к образованию близких по гранулометрическому составу продуктов. В то же время особенности климата холодных высокогорных пустынь, в частности наличие горизонтов вечной мерзлоты, накладывают некоторый отпечаток на элювий этих районов, несколько приближая его к элювию субнивального климата.

Элювий холодных высокогорных пустынь изучался на примере Вос-

точного Памира.

Климат

Элювиальные процессы на Восточном Памире протекают под воздействием сурового, резко континентального и сухого климата. Для района характерны значительные суточные и годовые колебания температур, когда днем, в летние месяцы, поверхность нагревается иногда до +50°, а ночью наступают заморозки, очень малые количества осадков (в Мургабе — 60 мм, на Каракуле — 27 мм) и исключительная сухость воздуха

(летом от 9 до 30%). Зимние морозы достигают —46°, а в июле температура может подниматься до $+20^\circ$. Малый снежный покров и суровые зимы определяют развитие вечной мерзлоты, которая имеет большое значение в развитии элювия, так как несмотря на общую сухость климата создает в талом поверхностном слое горизонт некоторого увлажнения. Увлажнение грунтов близ поверхности создается также за счет медленного таяния снежников. Сохранению влаги в холодных, слабо прогреваемых почвах и элювиальном слое способствует сравнительно небольшая интенсивность внутригрунтового испарения. Все же общие запасы воды в почвах и элювиальном слое невелики. Абсолютная влажность в аллювиальных супесчанистых почвах 2-4,5%, в суглинистых почвах склонов — 1,4-3,0%, в каменисто-щебенчатых почвах — 0,5-2,0% (Суслов, 1954; Антипов-Каратаев, 1951).

Характеристика процессов выветривания

Процессы выветривания в холодных пустынях Восточного Памира проходят по более сложному плану, чем в теплых пустынях. Разреженность, сухость, чистота и прозрачность воздуха и ясность неба, а также отсутствие сплошного дернового покрова — все это слабо защищает земную поверхность от лучеиспускания и способствует сильному охлаждению поверхности и, напротив, усилению интенсивности солнечной радиации. Этим объясняется сильное охлаждение поверхности зимой и ночью и значительное нагревание летом и днем, т. е. усиленное развитие вообще характерного для пустынь температурного выветривания. Присутствие в элювиальном слое незначительного количества влаги в условиях резко континентального сурового климата, когда обычны летние ночные заморозки, способствует усилению процессов морозного выветривания. Действием морозного выветривания объясняется широкое развитие на Восточном Памире глыбовых и крупнощебенчатых, т. е. более грубых, чем в теплых пустынях, элювиальных образований. Обилие щебня и неокатанных валунов, составляющих каменисто-щебенчатый элювиальный «щит», закрывающий до 50-70% дневной поверхности, является характерной чертой для всех элементов поверхности Восточного Памира (Антипов-Каратаев, 1951). Гранулометрический состав щебенчатого элювия на плотных породах, если отбросить крупные глыбы, в общем близок к тому, что наблюдается в теплых предгорных пустынях (табл. 9).

Табляца 9 Содержание фракции >1 ж.ж в элювии Восточного Памира (по Антипову-Каратаеву, 1951)

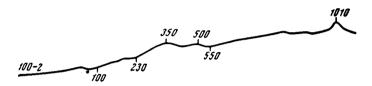
| Район Ч | Іечекты | Район Б | ек-Юл |
|---------------------------------|--------------------------|--|--------------------------|
| Элювий на | а сланцах | Элювий на | гранитах |
| глубина от по- верхности, см | содержание фракции, % | глубина от по- верхности, <i>см</i> | содержание фракции, % |
| 0—5 | 14,39 | 0-1 | 22,78 |
| 5-25 | 36,96 | 1-6 | 37,73 |
| 25—50 | 36,44 | 6—20 | 32,33 |
| _ | _ | 20—40 | 52,80 |

Проникающая по трещинам влага имеет на породу двоякое действие. Замерзающая вода относительно крупных трещин оказывает расклинивающее действие и совместно с температурным выветриванием приводит к образованию пылевато-щебенчато-глыбового элювия. Трудно

замерзающая вода капиллярных трещин и главным образом практически не замерзающая или медленно замерзающая волосяно-пленочная вода (Ланге, 1925; Толстихин, 1941) служат главными агентами физикохимического преобразования породы.

В отличие от плотного, совершенно свежего щебня или дресвяных обломков теплых пустынь, элювиальный щебень Восточного Памира вследствие несколько большего количества влаги в элювиальном слое часто является в значительной степени разрыхленным. Примером может служить глыбово-щебенчатый элювий гранитов верховьев р. Гунт.

Элювий гранитов р. Гунт. Граниты р. Гунт состоят из кислых серицитизированных плагиоклазов (преобладает альбит с Ng'=1,536; Np'=1,525; Ng'-Np'=0,011), ортоклаза (Ng'=1,526; Np'=1,519; Ng'-Np'=0,007), кварца, частично хлоритизированного биотита и очень небольшого количества роговых обманок. Встречаются единичные зерна



Фиг. 7. Термограмма глинистой фракции (<0,001), выделенной из разрыхленного элювиального щебня гранитов (Восточный Памир)

пирита. Структура идиоморфнозернистая, размер зерен колеблется от 0,09 до 2,2 мм. Преобладают зерна 0,5—1,2 мм. В поверхностной зоне граниты распадаются на неправильные, угловатые элювиальные отломы, а затем на угловатую щебенку и дресву размером от 2—3 см до долей сантиметра. Элювиальная дресва и щебень при легком сдавливании рассыпаются на мельчайшие обломки. Крупные обломки и щебень в чижних горизонтах элювия нередко покрыты желтоватой коркой натечного кальцита (1—2 мм).

Дезинтеграция гранитов обусловлена появлением массы секущих микротрещин, количество которых значительно возрастает в мелкой щебенке верхних горизонтов элювия. Помимо воздействия напряжений, возникающих в результате неравномерного расширения минералов при температурных колебаниях, дезинтеграция породы объясняется расклинивающим действием тончайших водных пленок и слабой гидратацией серицита, биотита, а также гидратацией образованного по биотиту хлорита. Гидратированные участки хлорита светлеют, а чешуйки серицита распадаются на волокна. Кварц, калиевые полевые шпаты, роговые обманки и эпидот заметных изменений не претерпевают. Зерна пирита в элювии гранитов полностью окислены и замещены бурыми гидроокислами железа.

Судя по показателям преломления (Ng'=1,549-1,546; Np'=1,537; Ng'-Np'=0,009-0,012) и отсутствию на термограмме ясно выраженных термических эффектов (фиг. 7), коллоидная глинистая фракция, выделенная из разрыхленной элювиальной щебенки гранитов, представлена джефферизитом и гидратированными слюдами.

Отдельные участки породы метасоматически замещаются кальцитом. Выделения кальцита достигают 2 мм в диаметре и полностью замещают кварцевые, полевошпатовые и биотитовые зерна. Появление кальцита обязано выпадению его из гидрокарбонатно-кальциевых грунтовых вод и не связано с разложением силикатного материала в элювии гранитов. Гранулометрический состав элювия характеризуется табл. 10.

Гранулометрический состав элювия на гранитах Восточного Памира

| Размер | Содержание с | фракции, % | Размер | Содержание с | фракции, % |
|------------|--------------|-------------------|------------|--------------|--------------|
| частиц, мм | обр. 100-2* | обр. 100-2а* | частиц, мм | обр. 100-2* | обр. 100-2а* |
| >1 | 4,80 | 5,0 | 0,1-0,05 | 21,10 | 19,7 |
| 1-0,5 | 9,20 | 10,1 | 0,05-0,01 | 7,4 | 12,1 |
| 0,5-0,25 | 15,60 | 16,5 | 0,01-0,001 | 12,70 | 12,9 |
| 0,25-0,1 | 22,20 | 19,7 | <0,001 | 7,0 | 4,0 |

[•] См. табл. 2.

Содержание фракции грубозернистого песка (>1 мм) в элювии гранитов Восточного Памира уменьшается по сравнению с дресвяниками Султануиздага в 5—10 раз, а фракции 1—0,1 мм — в 1,2—1,9 раза. Соответственно содержание алевритовой фракции (0,1—0,001 мм) увеличивается в 3—5 раз и появляется значительное количество (7%) фракции <0,001 мм.

Элювий эффузивов, аргиллитов и сланцев Аличурского хребта. По южному склону Аличурского хребта наблюдался щебенчатый элювий, развитый на мезозойских дацитах, аргиллитах и сланцах. Дациты состоят из полевошпатовой основной массы с вкрапленниками зональных плагиоклазов, кварца и биотита. В элювиальном слое дациты распадаются на угловатый щебень размером 1—5 см. В силу того, что дациты более тонкозернисты, чем граниты, в элювиальной щебенке не наблюдается обильной трещиноватости и щебень остается довольно плотным. Этим физическое выветривание дацитов, так же, как и других тонкозернистых пород, существенно отличается от выветривания гранитов.

Процессы преобразования отдельных минералов в элювиальном щебне дацитов совершенно аналогичны тому, что наблюдается в элювии гранитов верховьев р. Гунт, и выражаются главным образом гидратацией биотита. Близ поверхности щебня гидратация биотита сопровождается выделением титанистых продуктов и гидроокислов железа, в результате чего элювиальная щебенка с поверхности буреет.

Однородные по составу породы, такие, как аргиллиты, алевролиты, сланцы, в элювиальном слое дают остроугольную дресву и щебень размером от долей сантиметра до не-

Таблица 11 Гранулометрический состав элювиальной сыпучки известняков на Восточном Памире (обр. 103-2)

| Размер частиц, мм | Содержание фракции, % |
|-------------------|--------------------------|
| >3 | 54,65 |
| 3—1 | 8,56 |
| 1-0,5 | 5,49 |
| 0,5-0,25 | 4,16 |
| 0,25-0,1 | 5,49 |
| <0,1 | 21,65 |

скольких сантиметров. Щебень остается плотным, в нем не развиваются микротрещины; как правило, не видно также химического преобразования отдельных минералов. На Восточном Памире современный элювий таких пород аналогичен пустынному элювию сланцев Султан-Уиздага.

Элювий карбонатных пород Восточного Памира. Карбонатные породы Восточного Памира образуют два типа элювия. В большинстве случаев за счет выветривания карбонатных пород формируется щебенчатый элювий, сходный с элювием сланцев, эффузивов и т. п. Местами в условиях длительного увлажнения под массой суглинисто-щебенчатого

делювия за счет карбонатных пород помимо щебенчатых продуктов физического выветривания образуются пылеватые продукты, обязанные своим происхождением частичному выщелачиванию известняков. Такого типа элювий был встречен в районе Джатырабата по правому берегу р. Аличур. В разрезе р. Аличур развиты серые плитчатые тонкозернистые

Таблица Химический состав (%) свежих и выщелоченных известняков на Восточном Памире

| Порода | М. н. о.* | R ₂ O ₃ | CaO | MgO | CO2 | Сумма | CaCO ₃ | MgCO ₃ | MgO (избы- ток) | СО ₂ (избы- ток) |
|----------------------------------|-----------|-------------------------------|-------|------|---------------|-------|-------------------|-------------------|-----------------------|-----------------------------------|
| Свежий известняк (обр. 103-1) | 1,02 | 0,26 | 53,05 | 1,30 | 43,1 2 | 98,75 | 94,75 | 2,62 | 0,05 | _ |
| Известковая сыпучка | 0,60 | 0,28 | 53,64 | 1,52 | 43,92 | 99,96 | 95,85 | 3,18 | _ | 0,05 |

^{*} М. н. о. — здесь и далее — минеральный нерастворимый осадок.

известняки (зерна 0,1—0,05 мм в диаметре), прикрытые делювиальным шебенчатым суглинком. Под покровом шебенчатых суглинков известняки постепенно разрыхляются, становятся мучнистыми на изломе, легко ломаются руками и слегка светлеют. В конечном результате, особенно вдоль трещин отдельности, известняки рассыпаются в тончайшую известковую муку, перемешанную с разрыхленным шебнем, который при

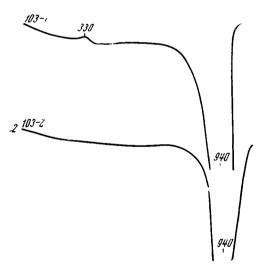


Рис. 8. Термограммы свежих и выщелоченных известняков (Восточный Памир)

1 — свежий известняк; 2 — известковая сыпучка

легком сдавливании также рассыпается в известковую «муку» (табл. 11). Зона разрыхленных выщелоченных известняков развивается параллельно склону на тлубину не более, чем на 50 см.

Микроскопические исследования известковой сыпучки не выявляют существенного различия между свежими и выщелоченными известняками. Лишь иногда выщелоченные известняки приобретают брекчиевидную структуру в результате частичной перекристаллизации кальцита вдоль трещин. Нередко трещинки оказываются залеченными тонкокристаллическим карбонатом, загрязненным глинистыми частицами и бурыми гидроокислами железа. Причина дезинтеграции и образования известковистой.

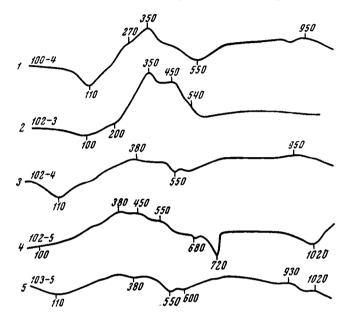
«муки» не совсем ясна. По-видимому, это явление можно объяснить растворением и выщелачиванием вещества по стыкам между отдельными известковистыми зернами.

Как видно из табл. 12 и фиг. 8, известковая сыпучка по химическому и минералогическому составу аналогична свежим породам.

Продукты ближайшего переотложения элювия

В условиях расчлененного горного рельефа на Восточном Памире мелкоземистые продукты выветривания редко сохраняются на месте своего образования. Обычно верхние части пологих склонов и сглаженные вершины гор покрыты хорошо отмытым элювиальным щебнем без мелкоземистого материала.

Мелкоземистые продукты выветривания сносятся вниз по склону или откладываются в местах перегиба рельефа, образуя маломощные (до 0,5 м) делювиальные шлейфы, образованные серыми или палевыми



Фиг. 9. Термограммы глинистого вещества гидрослюдистого (1, 2, 3, 5) и гидрослюдистого-джеффаризитового состава (4), выделенного из делювиальных суглинков (Восточный Памир)

1 — суглинки на гранитах; 2—3 — суглинки на эффузивах; 4 — суглинки на аргиллитах; 5 — суглинки на известняках

щебенчатыми суглинками с ясно выраженной макропористой структурой, которая проявляется как в карбонатных, так и в бескарбонатных суглинках. Пористость обусловлена неплотной упаковкой обломочных частиц и возникших в процессе транспортировки материала по склону глинисто-алевритовых агрегатов, а также пузырьками водяного пара, выделяющегося при высыхании грязевой кашицы отложенного делювия.

Состав щебня и мелких обломков среди делювиальных суглинков точно отвечает составу развитых на склонах коренных пород, а сами суглинки отражают в какой-то мере характер мелкоземистой части их элювия.

Щебень силикатных пород среди делювиальных суглинков Восточного Памира представлен слабо выветрелым материалом с частично гидратированными хлоритовыми и биотитовыми зернами. В песчаной и алевритовой фракции наряду со свежими зернами встречаются и довольно сильно выветрелые. Чешуйки биотита, например, почти нацело превращены в гидробиотит. В некоторых образцах не удается обнаружить ни одной свежей чешуйки биотита. В районах развития силикатных пород элювиально-делювиальные суглинки практически беокарбонатны, лишь

изредка содержат случайные обломочные зерна или мелкие пелитоморфные выделения кальцита, видимо, биогенного происхождения. На склонах, сложенных карбонатными породами, в составе суглинков карбонатный материал присутствует в виде щебня, песка и алевритовых зерен, а также в форме пелитоморфных выделений, образующих цемент суглинков. По краям обломочных зерен и щебня известкового состава видны следы перекристаллизации и растворения кальцита.

Содержание глинистого вещества в суглинках не превышает 12%. Глинистые выделения в цементе суглинков образуют микроскопические колломорфные скопления и представлены гидратированными слюдами и гидрослюдой с примесью в некоторых образцах (обр. 102-5) гидратированных хлоритов (джефферизита) (фиг. 9). Состав делювиальных суглинков, развитых на различных породах в Восточном Памире, отражен в табл. 13.

Таблица 13 Состав делювиальных суглинков на некоторых породах Восточного Памира

| • | Содержание фракции, % | | | | | | | | | |
|---|---|---|------------------|--|--|--|--|--|--|--|
| Размер частиц, <i>мж</i> | На гранитах | На эфо | фузивах | На аргиллитах и сланцах | На известняках | | | | | |
| | обр. 100-4 | обр. 102-3 | обр. 102-4 | обр. 102-5 | обр. 103-5 | | | | | |
| >1 | 22,1 | 11,7 | 37,1 | 58,0 | 62,5 | | | | | |
| 1-0.5 | 6,6 | 2,9 | 3,0 | 9,9 | 3,9 | | | | | |
| 0,5-0,25 | 8,0 | 3,6 | 3,8 | 8,1 | 4,9 | | | | | |
| 0,25-0,1 | 9,2 | 5,8 | 5,7 | 5,4 | 10,1 | | | | | |
| 0,1-0,05 | 17,0 | 19,5 | 13,7 | 2,7 | 9,4 | | | | | |
| 0,05-0,01 | 12,5 | 17,6 | 10,5 | 5,6 | 4,5 | | | | | |
| 0,01-0,001 | 15,1 | 28,9 | 14,2 | 9,3 | 4,7 | | | | | |
| <0,001 | 9,5 | 10,0 | 12,0 | 1,0 | 4,1 | | | | | |
| Состав облом- ков | Выветрелые облом- ки гранита, кварц, полевые шпаты, биотит | Слабо выветрелые обломки эффузивов, зерна кварца и по- левых шпатов, хлоритизиро- ванные и гидратированные чешуйки биотита, редкие вы- деления кальцита | | Обломки аргилли- тов и сланцев, редко мелкие зер- на кварца и каль- цита | Обломки извсетня- ка, кварц, поле- вые шпаты | | | | | |
| Состав глини- стой фракции (<0,001) | Гидрослюда | Гидрослюда | Гидрослюда | Гидрослюда — джефферизит | Гидрослюда | | | | | |
| | Ng'=1,588 | Ng' = 1,585 | Ng'=1,582 | Ng'=1,588 | Ng' = 1,582 | | | | | |
| | Np' = 1,573 | Np'=1,568 | Np' = 1,564 | Np' = 1,573 | Np' = 1,564 | | | | | |
| | Ng'-Np' = 0.015 | Ng'-Np'= = 0.017 | Ng'-Np'= = 0.018 | Ng' - Np' = 0,015 | Ng'-Np'= = 0.018 | | | | | |
| Органический углерод (% от фракции | · | | · | | | | | | | |
| <0,1) | 0,98 | l <u> </u> | _ | | | | | | | |

Глава II

СОВРЕМЕННЫЙ ЭЛЮВИЙ НИВАЛЬНОГО ВЫСОКОГОРНОГО КЛИМАТА

При низких температурах воздуха мало его влагосодержание, вследствие этого в нивальном поясе выпадает сравнительно мало осадков. Осадки выпадают в твердом виде, что определяет их малую активность в элювиальном процессе. Разреженный, прозрачный и сухой воздух в периоды отсутствия облачности слабо защищает выходящие из-под снега и льда скалы от инсоляции и лучеиспускания. Поверхность скальных выходов горных пород даже в непосредственной близости от края снежника быстро нагревается на солнце и значительно охлаждается в тени и ночью. Резкие температурные колебания и малое количество жидкой воды в выветривающемся субстрате определяют широкое развитие здесь главным образом температурного выветривания. Вследствие этого в нивальной высокогорной зоне развивается щебенчато-глыбовый и пылевато-щебенчатый элювий, близкий по типу к элювию аридных областей.

Элювий высокогорного нивального пояса изучался в горах Терскей-Алатау, у перевала Барскаун на высоте порядка 4200—4300 м. В районе перевала Барскаун сильно расчлененная крутая (уклоны достигают 35° и более) поверхность горных склонов покрыта сплошным ковром снега. над которым местами возвышаются острые, порой отвесные пики и гребки скал, сложенные гранодиоритами. Поверхность скал, разбитая массой трещин (фиг. 10), голая, почти лишена мхов и лишайников, но заселена микроорганизмами (Глазовская, 1953). Вследствие трещиноватости при легком прикосновении скальные выступы пород рассыпаются на остроугольные отломы размером 10—20 см, щебень и дресву. Сами по себе элювиальные обломки остаются плотными. Слагающие их минералы вторичных изменений, связанных с современными типергенными процессами, не претерпевают. Тонкие продукты выветривания вымываются из элювия и в небольшом количестве накапливаются в виде буровато-серого пылеватого суглинка между каменными обломками в нижних частях выветрелой зоны. Здесь насыщенный водой тонкий элювиальный материал быстро замерзает. По этой причине снос элювиального мелкозема вниз по склону замедляется. В результате этого осуществляется частичное отделение мелкозема от подверженных гравитационным силам, не скрепленных льдом более крупных обломков. Подсушенная на теплых камнях мерзлая грязевая кашица элювиального мелкозема становится довольно плотной и приобретает макропористость, обусловленную неплотной упаковкой самих частиц и главным образом пузырьками водяного пара, выделяющегося при высыхании породы. В таком виде суглинки очень похожи на продукты ближайшего переотложения элювия — делювиальные суглинки Восточного Памира.



Фиг. 10. Щебенчатый элювий гранодиоритов нивальной зоны (хребет Терскей-Алатау)

В составе тонких продуктов вы ветривания гранодиоритов нивальзоны хребта Терскей-Алатау различаются все минеральные компоненты местной материнской породы: полевые шпаты, серицит, хлориты, редкие зерна кварца. Некоторая часть мелкоземистых продуктов среди щебенчатого элювия нивальной зоны, возможно, не связапроцессом выветривания и имеет эоловое происхождение (Глазовская, 1950; Степанов, 1959). Однако состав суглинков, близкий к составу материнских пород склона. свидетельствует в пользу того, что эоловый фактор в накоплении описываемых суглинков не играет основной роли. Обращает внимание значительная выветрелость тонких обломков, особенно чешуек серицита и хлоритов. Последние в результате гидратации буреют, теряют ясные кристаллографические формы и переходят в глинистые продукты гидромусковитового и джефферизитового состава. Кальцит выщелачивается. Вокруг более крупных обломочных зерен можно ви-

деть тончайшие комочки новообразованных чешуйчатых глинистых продуктов. Гранулометрический состав суглинков отражен в табл. 14.

Глинистое вещество в суглинках, судя по показателям преломления ($Ng'=1,561;\ Np'=1,533;\ Ng'-Np'=0,028$), имеет гидрослюлисто-джефферизитовый состав.

Таблица 14 Гранулометрический состав мелкозема среди щебенчатого элювия гранодиоритов нивальной зоны хребта Терскей-Алатау (обр. 176-3)

| Размєр частиц, <i>мм</i> | Содержание фракции, % | Размер частиц, <i>мм</i> | Содержание фракции, % | | |
|-----------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--|--|
| >3 | 12,10 | 0,01-0,001 | 23,62 | | |
| 3—1 | 13,95 | <0,001 | 10,70 | | |
| 1-0,5 | 4,71 | Состав глинистой фракции | Гидрослюда | | |
| 0,5-0,25 | 5,13 | (<0,001) | | | |
| 0,25-0,1 | 6,80 | Ng' | 1,561 | | |
| 1,0-0,05 | 8,25 | Np' | 1,533 | | |
| 0,05-0,01 | 14,74 | Ng'-Np' | 0,028 | | |

Выветрелость тонких минеральных обломков среди суглинков свидетельствует о том, что холодный климат нивальной зоны не препятствует ходу физико-химических и химических реакций. Но эти реакции проявляются только в пределах тончайших незамерзающих водных пленок капиллярных трещинок и пор, на границе раздела жидкой и твердой минеральной фазы, среди тонкодисперсного материала и энергети-

чески невозможны в объемной фазе воды по краям более крупных трещин. Более подробно о выветривании в холодных условиях будет сказано в главе, посвященной элювию субнивального климата (глава III).

Грубые продукты выветривания у подножия скал образуют мощные, медленно двигающиеся осыпи. Осыпи состоят из плотных

Таблица 15
Гранулометрический состав осыпи у основания разбитого выступа гранодиоритов в нивальном поясе хребта Терскей-Алатау (обр. 176-4)

| Размер частиц, мм | Содержание фракции, % | Размер частиц, мм | Содержание фракции, % |
|----------------------|--------------------------|----------------------|--------------------------|
| >3 | 76,0 | 0,5-0,25 | 1,7 |
| 3—1 | 15,7 | 0,25-0,1 | 1,1 |
| 1-0,5 | 2,6 | <0,1 | 2,9 |

щебенчато-дресвяных обломков. Ниже по склону наряду со щебнем встречаются остроугольные валуны диаметром до 1 м. Однако щебень преобладает. Гранулометрический состав верхней части осыпи, образованной за счет элювия гранодиоритов нивального пояса, приведен в табл. 15. Осыпи нивальной зоны по своему характеру и составу мало отличаются от осыпей, возникающих на склонах пустынного горного пояса.

Глава III

СОВРЕМЕННЫЙ ЭЛЮВИЙ СУБНИВАЛЬНОГО ВЫСОКОГОРНОГО КЛИМАТА

В этой главе кратко рассматриваются процессы выветривания в пределах альпийского и субнивального горного поясов. В качестве основного объекта исследования был выбран район сыртовой зоны Тянь-Шаня (абс. выс. 3600—3800 м), расположенный между хребтами Джетымбель и Терскей-Алатау, на водоразделе рек Арабельсу и Буркан. Этот район отличается от высокогорных пустынь Восточного Памира прежде всего значительно большим количеством осадков.

Климат

Климат Арабельских сыртов резко континентальный, холодный. Среднегодовые температуры здесь около —7°. В течение осеңи, зимы и весны среднемесячные температуры отрицательные, только на прогяжении трех месяцев лета они поднимаются выше нуля. Тем не менее ночные заморозки и в это время постоянны. Температура января около —21°; нередко наблюдаются морозы ниже —43°. Лето короткое, с неустойчивой переменной погодой. Теплые дни с температурой +15—+18° могут чередоваться с морозными периодами. Средняя температура июля +5,8°. В отдельные дни температура воздуха может подниматься до 24°. Годовая сумма осадков 300—350 мм; 60% этого количества выпадает с мая по август. Нередко летом осадки выпадают в виде крупы и снега. На глубине 75—200 см повсеместно залегает слой многолетней мерзлоты (Выходцев, 1945; Байгуттиев и др., 1958; Горбунов, 1958; Байгуттиев, 1959).

Характеристика процессов выветривания

Частая облачность в летние месяцы и снеговой покров зимой предохраняют постоянно влажную талую поверхность горных пород от инсоляции. Это в значительной мере ослабляет действие температурного выветривания. Суровость климата обусловливает низкие температурнирумирующей по трещинам и в талом поверхностном слое воды. В соответствии с принципом Вант Гоффа—Оствальда, природные химические реакции в этом случае также крайне замедляются (Сауков, 1951). С другой стороны, сильная увлажненность верхних горизонтов земной коры и частые ночные заморозки летом приводят к интенсивному проявлению морозного выветривания, которое и является основным агентом формирования ландшафтного облика подобных районов. Морозное выветривание приводит к образованию главным образом глыбового



Фиг. 11. Глыбовый элювий гранитов в альпийской зоне (хребет Терскей-Алатау)

элювия (фиг. 11). В ряде случаев по отдельным глыбам отчетливо прослеживаются элементы залегания пород. Между глыбами иногда наблюдается скопление серого щебенчатого суглинка, образованного за счет выветривания коренных пород, но находящегося уже не в элювиальном залегании. Мощность таких суглинистых скоплений не больше 20 см.

На более крутых склонах тлыбы частично сдвинуты и незаметно переходят в курумы. Размер элювиальных глыб и обломков, слагающих курумы, мало зависит от состава коренных пород и обычно колеблется от 10—15 см до 1,5—2,0 м в диаметре. Мощность разбитого морозными трещинами поверхностного слоя пород, судя по размеру покрывающих склоны глыб, не меньше 2—2,5 м.

В нижних частях склонов, там, где создаются благоприятные предаккумуляции тонких продуктов выветривания, условия увлажнения и выветривания существенно меняются. В подобных условиях имеют широкое развитие «структурные морозные грунты» в виде каменных многоугольников с размером сторон 3-4 м и более. Периферические части «каменных многоугольников» образованы развалинами крупных глыб, в большинстве случаев уже не в элювиальном залегании, а внутренние части полигонов сложены глыбово-щебенчато-суглинистым материалом. Рыхло лежащие близ поверхности глыбы бордюра «каменных многоугольников» хорошо дренируют поступающую влагу и находятся в условиях резко недостаточного увлажнения. Глыбы остаются совершенно плотными и всегда покрыты черной глянцевой корочкой «высокогорного загара». В противоположность этому щебень и глыбы внутренних частей полигонов в талом поверхностном слое в летнее время благодаря капиллярности тонких суглинков испытывают постоянное Увлажнение и в связи с этим находятся в значительно более благоприятных условиях для выветривания. Это резко сказывается на характере глыб внутри полигонов. В отличие от глыб бордюра, глыбы и щебенка, расположенные среди тонкого суглинка внутренних частей полигонов.

лишены пленок «высокогорного затара» и находятся в относительно бо-

лее разрыхленном состоянии.

Элювий гранитов хребта Терскей-Алатау. В верхних и средних частях склонов глыбы силикатных пород в элювиальных развалах остаются совершенно свежими и плотными. Это особенно хорошо видно на материале сравнительно легко выветривающихся гранитов. Примером может служить элювий разнообразных по цвету и зернистости гранитов, развитых в районе перевала Барскаун. Исследование материала элювиальных глыб под микроскопом не выявило ни малейших следов изменения слагающих граниты минералов под воздействием современных поверхностных агентов. В большинстве случаев не наблюдается даже привычного для элювия других климатических зон растрескивания отдельных минеральных зерен. То крайне незначительное количество тонкого элювиального материала, которое, несмотря на неблагоприятные условия выветривания, все же образуется в результате расклинивающего действия тончайших незамерзающих водных пленок и гидратации минералов самой поверхностной корочки гранитов, сразу же уносится водой и регистрируется уже в переотложенном виде. Разрыхленные и осветленные элювиальные корочки на элювиальных глыбах на месте своего образования сохраняются редко, главным образом под защитой лишайников. Мошность их не превышает 2.0 см.

Элювиальные корочки на гранитах альпийской и субнивальной зон хребта Терскей-Алатау были подробно изучены М. А. Глазовской (1950). По ее данным, которым в общем соответствуют и наши менее полные наблюдения, в элювиальных корочках по сравнению с невыветрелой породой несколько уменьшается содержание полевых шпатов, биотита и роговых обманок, появляется кальцит, вторичные глинистые минералы и бурые изотропные агрегаты. Во всех выветрелых корках обнаружен в небольшом количестве опал.

Элювиальные корочки часто содержат зеленые и красновато-бурые пятна и налеты. По данным М. А. Глазовской, эти пятна и налеты образованы колониями зеленых водорослей *Chlorococcum* и *Chlorella*, одноклеточными синезелеными водорослями *Croococcum* и нитчатыми синезелеными водорослями. Кроме зеленых и синезеленых водорослей, в элювиальных корочках присутствуют диатомовые водоросли, бактерии и прибы.

Ряд минеральных новообразований в элювиальных корочках связывается с жизнедеятельностью микроорганизмов. Наблюдения М. А. Глазовской показывают, что скопления кальцита в корках выветривания часто приурочены к колониям зеленых и синезеленых водорослей, которые в процессе жизни способствуют выделению из растворов углекислого кальция. Аморфный кремнезем (опал) находится в виде скелетов диатомовых водорослей родов Pinnularia, Eunotia, Navicula, Meridion и др. Некоторые зеленые водоросли аккумулируют в своих телах железо и марганец и способствуют образованию некоторых типов железо-мартанцовых корок «высокогорного загара» (Таусон, 1948).

Возникновение глинистых минералов, представленных, по данным M. А. Глазовской, гидрослюдой (Nm=1,561-1,575) и минералами из группы монтмориллонита (Nm=1,543-1,552), обязано выветриванию плагиоклазов, биотита и рюговых обманок.

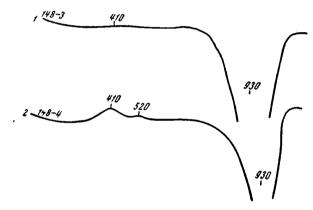
Элювий песчаников урочища Арабель. Характер изменения материала в различных частях «каменных многоугольников», развитых главным образом в нижних частях склонов, хорошо виден на примере «структурных грунтов», развитых на разрушенных морозным выветриванием кварцитовидных песчаниках урочища Арабель.

Свежие песчаники окрашены в бледно-фиолетовый цвет. Они образованы кварцевыми зернами с редкими зернами роговой обманки. Цемент

участками отсутствует вообще, а чаще представлен серицитом. В цементе изредка встречаются чешуйки биотита. В пределах контуров «каменных многоугольников» глыбы песчаников остаются плотными, а их поверхность покрыта черной коркой «высокогорного загара». Внутри контуров глыбы и щебень перемешаны с влажным мелкоземом. Поверхность глыб лишена пленки загара. Сами глыбы и щебень обесцвечены и разрыхлены, приобретают мучнистую консистенцию на изломе. Разрыхление, видимо, является следствием слабой гидратации серицитового цемента песчаников. Гидратируются также и чешуйки биотита. Зерна роговых обманок видимых изменений не претерпевают.

В мелкой щебенке и обломках песчаного размера песчаников, находящихся в суглинках, процессы гидратации серицита идут значительно дальше, до образования гидрослюдистых глинистых минералов. Суглинистый мелкоземистый материал внутри полигонов, очевидно, образован в основном за счет переотложения продуктов выветривания этих же песчаников.

Элювий карбонатных пород урочища Арабель. Изменение карбонатных пород в субнивальной зоне происходит более интенсивно и приводит к образованию известковой сыпучки. Примером может служить элювий серых тонкозернистых известняков урочища Арабель.



Фиг. 12. Термограммы свежего (1) и выветрелого (2) известняка (урочище Арабель)

Под микроскопом видно, что невыветрелые известняки состоят из приблизительно одинаковых по размеру зерен кальцита со средним диаметром 0,5 мм. В поверхностном слое на глубину до 30 см известняки выщелочены, разрыхлены и осветлены. В наибольшей стадии изменения они превращаются в слабо скрепленную, мучнистую на изломе карбонатную сыпучку. Судя по данным термического (фиг. 12) и химического

Таблица 16 Химический состав (%) свежих и выветрелых известняков урочища Арабель

| Порода | М. н. о. | R ₂ O ₃ | CaO | MgO | CO ₂ | Сумма | CaCO ₃ | СаО (избы- ток) | СО ₂ (избы- ток) |
|--|----------|-------------------------------|-------|-----|-----------------|-------|-------------------|-----------------------|-----------------------------------|
| Свежий известняк (обр. 148-3) Разрыхленный выветре- | 1,96 | 0,42 | 53,96 | Нет | 42,50 | 98,84 | 96,32 | _ | 0,14 |
| лый известняк (обр. | | 0,58 | 54,26 | Нет | 41,46 | 98,24 | 94,99 | 1,43 | - |

анализов (табл. 16), изменения минералогического и химического состава известняков при выветривании и выщелачивании не происходит.

Те наблюдения, которые удалось провести при исследовании элювия субнивального и альпийского горных поясов, показывают, что морозное выветривание приводит прежде всего и главным образом к образованию крупноглыбовых продуктов с крайне незначительным количеством мелкоземистого, алевритового материала, который в полной мере нельзя считать производным морозного выветривания. Эти две основные фракции среди продуктов выветривания криогенной системы обязаны действию воды в двух различных фазах: замерзающей воде в объемной фазе и пленочной воде, адсорбируемой поверхностью минеральных частиц и потом не замерзающей или трудно замерзающей даже при сравнительно низких температурах (Ланге, 1925; Сумгин, 1932; Цитович, 1947; Тютюнов, 1960).

Механическое действие замерзающей воды колоссально. Лед в момент своего образования развивает давление порядка 2100 кг/см². Однако действие замерзающей воды распространяется только в пределах слоя сезонного колебания температур и в полостях такого размера, где она в состоянии замерзнуть, т. е. в крупных трещинах отдельности и в отдельных трещинках, расширенных расклинивающим действием тонких водных пленок (Дерягин, 1934, 1943). Откалывая горные породы по крупным трещинам, лед способствует образованию крупноглыбового и глыбового материала в элювии. Поскольку такие глыбы уже образовались, дальнейшее разрушительное действие морозного выветривания замедляется, так как глыбы, разбитые морозобойными трещинами, оказываются в крайне неблагоприятных условиях увлажнения. Основная масса атмосферной воды, не задерживаясь в элювии, скатывается по густой системе трещин в долины.

Мелкоземистые продукты выветривания в высокогорной зоне образулотся главным образом за счет расклинивающего действия тонких водных пленок и тех физико-химических процессов, которые происходят в незамерзающих тончайших водных пленках на границе раздела жидкой и твердой фаз. В отличие от растворов, подчиняющихся температурной зависимости Вант Гоффа-Оствальда, согласно которой с понижением температуры на 10° скорость химических реакций уменьшается вдвое, основой возникновения и развития физико-химических процессов, протекающих на поверхности раздела твердой и жидкой фаз, является изменение степени сгущения поверхностной энергии взаимодействующих фаз системы (Тютюнов, 1960). Поверхностная энергия возрастает с понижением и понижается с повышением температуры веществ. Повышение степени сгущения поверхностной энергии с понижением температуры способствут усилению интенсивности физико-химических реакций между минеральными частицами и адсорбируемыми ими вдоль капиллярных трещин водными пленками, что в конечном счете приводит к интенсивной гидратации минеральных частиц (Тютюнов, 1960) и в свою очередь способствует возникновению новых источников напряжения в системе, т. е. появлению новых поверхностей раздела. Этот процесс начинается в элювиальных корках на поверхности разбитых морозным выветриванием глыб и продолжается в сильно увлажненных дисперсных суглинках — продуктах ближнего переотложения элювиального мелкозема. Процесс разрушения глыб и щебня, находящихся во влажном суглинке внутри «каменных многоугольников», обязан этому же ряду явлений, но происходит со значительно больщей скоростью и на большую глубину, чем на поверхности хорошо дренируемых элювиальных глыб и развалов курумов. По экспериментальным данным и наблюдениям В. А. Суходровского (1962) на Земле Франца-Иосифа, скорость образования мелкоземистого материала при выветривании в увлажненной породе

происходит в 160 раз быстрее, чем в относительно сухой. Однако следует еще раз подчеркнуть, что абсолютное количество мелкоземистого материала, возникающего в альпийской и субнивальной зонах высокогорных районов, незначительно. Тонкий материал количественно подавляется массой крупноглыбового и шебенчато-глыбового элювиального материа-Сравнительно малое количество новообразованного коллоидного глинистого вещества в элювии и продуктах его ближайшего переотложения свидетельствует о том. что в условиях холодного выветривание не может идти очень далеко и останавливается на стадии диспергации минерального вещества и образования тонкого алеврита, представленного лишь гидратированными минералами, сохранившими свою кристаллическую решетку. По-видимому, реакции, идущие при низких температурах на границе раздела жидкой и твердой фаз в капиллярных трещинках, в значительной степени затухают при диспергации и разрыхлении породы в зоне выветривания и при переотложении продуктов выветривания вследствие увеличения расстояния между отдельными частицами. В этом случае процессы выветривания протекают уже не в пленочной, а в объемной фазе воды, т. е. подчиняются закону Вант Гоффа—Оствальда. Энергетически возможными являются здесь лишь экзотермические реакции, какими будут, например, реакции окисления (Бугельский, 1962; Гинзбург, 1963). Процесс дальнейшего преобразования окисленного и гидратированного алевритового вещества в глинистые коллоиды оказывается энергетически невыгодным.

Участие микроорганизмов в формировании окончательного облика элювиальных корок не вызывает сомнения. Однако из материала, приведенного М. А. Глазовской (1950), следует, что основная масса поселений микроорганизмов происходит только в среде, уже разрыхленной и подготовленной абиотическими процессами выветривания. Например. в 1 г вещества плотных гранитов с глубины 5-10 см от поверхности содержится: бактерий — 1000, грибов — 800, водо-(абс. выс. 4350 м) рослей — 800. В то же время выветрелая разрыхленная корочка этих же гранитов содержит: бактерий — 800 000, грибов — 15 000, водорослей — 350 000. На поверхности совершенно плотных невыветрелых минералов даже самая непритязательная грибная микрофлора поселяется крайне неохотно (табл. 17). Таким образом, роль микроорганизмов в формировании элювия на первых стадиях его развития невелика. По мере заселения организмами выветрелой корки роль их в формировании элювия, видимо, возрастает, поскольку они способствуют образованию растворимых органо-минеральных комплексов (хелатов).

Продукты ближайшего переотложения элювия субнивального климата. Уже при самом ближайшем переотложении в альпийской и субнивальной зонах с достаточно влажным климатом происходит дифференциация продуктов выветривания, обратная той, что наблюдается в вышележащей нивальной зоне. Грубые продукты остаются на месте или под воздействием силы тяжести медленно передвигаются вниз по склону, образуя развалы курумов. Мелкие и мельчайшие частицы вмываются в нижние горизонты глыбовых развалов, а затем переносятся текучими водами и откладываются на выположенных склонах или в долинах. Часть мелкоземистых продуктов выветривания временно задерживается в западинах между крупными глыбами в виде серого щебенчатого суглинка. Основная масса подобных суглинков в районе развития гранитов у перевала Барскаун образована тонким алевритовым материалом, среди которого беспорядочно разбросаны крупные песчинки и щебень. Алевритовый материал основной массы суглинков тонкими, беспорядочно ориентированными продуктами разрушения гранитов: обломками кварца, полевых шпатов, слюд, роговых обманок, хлоритов, эпилота и т. п. Резко бросается в глаза сильная выветрелость

Расселение и рост грибов на различных минералах выветривающихся гранитов (по экспериментальным данным М. А. Глазовской, 1950)

| | 1 | 1 | | Рост микро | организм | 1OB | |
|---|------------------------------------|-------|----------------------------|---|------------------|--|------------------------------------|
| Объект | Дата наблюде- ния | кварц | полевые шпаты свежие | полевые шпаты выветрелые | биотит свежий | биотит выветрелый | эпидот циркон, магне- тит |
| Корха с загаром на гранитах у ледника Колпаховского, абс. выс. 4200 м | Через 10 дней пос- ле посева | Нет | Нет | Нет | Нет | На большинстве зе рен появились тон кие гифы грибов; спор нет | Нет |
| Тот же | Через ме- сяц после посева | Нет | Нет | На зернах, похрытых буроватым налетом, спороно- сящие гифы грибов из рода Се- phalosporium | Нет | Все зерна оплетены паутиной грибных гифов, обильно спороносящих, из рода Penicillium; на одном зерне гифы Alternaria | Нет |
| Корха выветрелого гранита с накип- ными лишайника- ми у Тянь-Шань- ской обсерзато- рии; абс. выс. 3700 м | Через 10 дней пос- ле посева | Нет | Нет | Редкие зерна дали немногочисленные гифы грибов | Нет | Большинство зерен дали гифы грибов Penicillium | Нет |
| Тот же | Через ме- сяц после посева | Нет | Нет | Почти все зерна, покрытые чешуй- ками сернцита и кристалликами кальцита, дали рост грибов: Ce- phalosporium. Pe- nicillium, Alter- naria | Нет | Почти все зерна да- ли рост гриба из рода <i>Penicillium</i> | Нет |

алевритового материала. Полевые шпаты пелитизированы, чешуйки слюд и хлоритов гидратированы, роговые обманки частично превращены в тонкие агрегаты глинистого вещества. Особенно сильно изменены чешуйки биотита, при выветривании последних выделяются бурые гидроокислы железа и титанистые выделения. Подобные изменения, видимо, продолжаются и в процессе субаэрального диагенеза суглинков.

Песчаный и щебенчатый материал среди суглинков представлен обломками гранита, которые в отличие от алевритовых зерен по степени выветрелости мало отличаются от материала плотных материнских пород.

 Γ линистая составляющая суглинков представлена гидрослюдой с Ng'=1,583-1,582; Np'=1,560-1,562; Ng'-Np'=0,023-0,020 (см. термограммы I-2 на фиг. 13). Чешуйчатые скопления высоко интерферирующего глинистого вещества можно наблюдать при большом увеличении в виде бордюра вокруг крупных песчинок и щебня. Общее количество глинистого вещества неэначительно.

Карбонаты в продуктах ближайшего переотложения тонкого элювиального материала гранитов отсутствуют.

В табл. 18 приведены гранулометрические анализы описываемых суглинков.

Приведенные анализы суглинков в какой-то мере характеризуют гранулометрический состав мелкоземистой части современного элювия альпийской и субнивальной зон на гранитах. Отличительной чертой этого материала является обилие тонкого алевритового материала, отсутствие карбонатов и сравнительно небольшое количество глинистого вещества. Суглинки, образованные за счет разрушения кварцитовидных песчаников урочища Арабель, внутри «каменных многоугольников» имеют сходный облик. Основная масса этих суглинков состоит из тонкого, плохо спределимого алевритового материала, среди которого различаются мно-

Гранулометрический состав суглинков, отобранных от крупного щебня и образованных за счет ближайшего переотложения элювия гранитов хребта Терскей-Алатау (абс. выс. 4100 м)

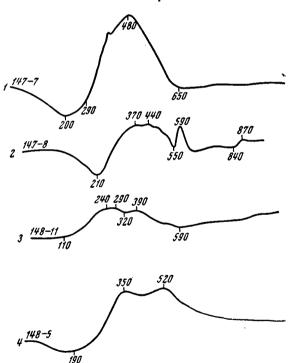
| Размер | Содержание | фракции, % | | Содержание фракции, % | | |
|------------|------------|------------|-------------------|-----------------------|------------|--|
| частиц, мм | обр. 147-7 | обр. 147-8 | Размер частиц, мм | обр. 147-7 | обр. 147-8 | |
| >1 | 23,4 | 20,5 | <0,001 | 10,6 | 11,9 | |
| 1-0,5 | 3,0 | 3,9 | Состав глинистой | Гидрослюда | Гидрослюда | |
| 0,5-0,25 | 2,7 | 4,7 | фракции | - | | |
| 0,25-0,1 | 3,3 | 5,7 | (<0,001) | | | |
| 0,1-0,05 | 4,7 | 6,7 | Ng' | 1,583 | 1,582 | |
| 0,05-0,01 | 19,5 | 17,8 | Np' | 1,560 | 1,562 | |
| 0,01-0,001 | 32,8 | 28,8 | Ng'-Np' | 0,023 | 0,020 | |

гочисленные обломки кварца и сильно гидратированных слюд. Глинистое вещество в суглинках находится в резко подчиненном количестве. Обычно глинистые чешуйки концентрируются в виде тонкой оторочки вокруг крупных песчинок или щебня. Состав глинистых продуктов гидрослюдистый (гидромусковитовый) с Ng'=1,592; Np'=1,571; Ng'-Np'=0,021 (фиг. 13, кривая 3). В таком же виде встречаются выделения

карбоната. Однако общее количество его в породе ничтожно.

Суглинки, развитые на разрыхленных и вышелоченных известняках. имеют более сложный состав. Борта долины образованы разнообразными породами, среди которых преобладают граниты. дно сложено известняками. В составе суглинков дна долины отражаются эти два источника материала. Глинистое вещество в суглинках представлено гидрослюдой (фиг. 13, вая 4).

Общий характер описываемых суглинков аналогичен суглинкам, образованным за счет разрушения гранитов, и суглинкам внутренних часкаменных многоугольников, развитых на разбитых морозным выветриванием кварцитовидных песчаниках. Аналогичен в общих чертах и их гранулометрический став (ср. табл. 18 и 19).



Фиг. 13. Термограммы глинистого вещества гидрослюдистого состава, выделенного из суглинков, образованных в результате ближайшего переотложения элювия (альпийская зона хребта Терскей-Алатау)

1—2 — суглинки на гранитах; 3 — суглинки внутреннего контура каменных многоугольников среди песчаников с серицитовым цементом; 4 — суглинки на известняках

Таблица 19 гав суглинков, отобранных

Гранулометрический состав суглинков, отобранных от крупной щебенки и образованных за счет ближайшего переотложения продуктов выветривания в высокогорной зоне хребта Терскей-Алатау

| | Содержание ф | ракции, % |
|--|---|--------------------------------------|
| Размер частиц, <i>мж</i> | Суглинки внутренних частей «каменных многоугольников» | Суглинки, развитые на известняках |
| | обр. 148-11 | обр. 148-5 |
| >3 | | 4,0 |
| 3—1 | 17,9 | 3,54 |
| 1-0,5 | 2,1 | 2,32 |
| 0,5-0,25 | 2,7 | 3,44 |
| 0,25-0,1 | 6,5 | 7,8 |
| 0,1-0,05 | 10,1 | 21,9 |
| 0,05-0,01 | 25,9 | 29,6 |
| 0,01-0,001 | 25,4 | 27,4 |
| <0,001 Состав глинистой фракции (<0,001) | 9,4 Гидрослюда | Гидрослюда |
| Ng' | 1,592 | 1,573 |
| Np' | 1,571 | 1,556 |
| Ng'— Np' | 0,021 | 0,017 |

Резюмируя изложенное, можно сказать, что отличительной чертой продуктов ближнего переотложения элювиального материала в холодной высокогорной зоне с достаточно влажным климатом является их грубый состав с незначительным развитием тонких, алевритовых бескарбонатных или слабокарбонатных малоглинистых суглинков.

Глава IV

СОВРЕМЕННЫЙ И АНТРОПОГЕНОВЫЙ ЭЛЮВИЙ СЕМИАРИДНОГО КЛИМАТА

Под воздействием семиаридного климата в настоящее время проходят процессы выветривания на огромной территории Северного и Центрального Казахстана и на значительных пространствах в горной области Средней Азии. В этом обширном регионе в свою очередь выделяется ряд ландшафтных зон с различными климатическими параметрами. Ниже будет рассмотрен элювий равнинных и горных лесостепных и степных пространств и полупустынь Средней Азии и Казахстана.

СОВРЕМЕННЫЙ ЭЛЮВИЙ ПОЛУПУСТЫННОГО ПОЯСА

Климат

Полупустыни Средней Азии и Казахстана лежат в зоне умеренного

и субтропического климата.

Северные полупустыни образуют узкую полосу, вытянутую в широтном направлении от верховьев р. Эмбы до озера Зайсан. Южная граница этой зоны проходит по северным чинкам Устюрта, севернее Аральского моря и Балхаша, северная — приблизительно по линии Тургай — Семипалатинск. Климат северных полупустынь континентальный и сухой. Общегодовое количество осадков несколько меньше 300 мм. Наибольшее количество осадков в северной части этой зоны выпадает летом (44%), наименьшее — зимой (10%). Весна (20%) и осень (26%) занимают промежуточное положение. В твердом виде выпадает от 20 до 40% годового количества осадков. По направлению к югу максимальное количество осадков переходит с июня на май, а минимальное количество постепенно смещается с зимы на лето. Испаряемость со свободной поверхности воды достигает 2000 мм/год.

Северные полупустыни лежат между январскими изотермами: -16° на севере и -11° на юге. Изотермы июля: $+22^{\circ}$ в северной части и $+26^{\circ}$ ь южной. Годовые абсолютные амплитуды достигают 86° .

Пояс субтропических полупустынь Средней Азии лежит южнее 40° с. ш. и образует узкие полосы вдоль гор Байсунтау, Кугитангтау, Копет-Дага и западных отрогов Паропамиза. Общегодовое количество выпадающих осадков в южных полупустынях 200—300 мм. Максимум их падает на зимние и весенние месяцы, особенно на март.

Средние годовые температуры положительны. По предгорьям Кугитангтау, например, проходят среднегодовые изотермы +15 и +16°. Средние многолетние температуры января в этом же районе колеблются от 0 до +2°. Средние многолетние температуры июля в полупустынях юж-

него Узбекистана колеблются от +28 до $+32^{\circ}$.

Отсутствие защиты от проникновения с севера холодных воздушных масс обусловливает резкие температурные колебания в зимние месяцы. В Кушке наблюдались морозы до —33°, в Термезе январские температуры колеблются от —18 (1930 г.) до +23° (1908 г.) (Суслов, 1954; Атлас Узбекской ССР, 1963; Козлов, 1959).

Характеристика процессов выветривания

Полупустыни Казахстана и Средней Азии отличаются более выгодными условиями для выветривания, чем пустыни. Это осуществляется главным образом за счет несколько большего количества выпадающих осадков, а также более благоприятного режима сезонного распределения атмосферной влаги. Последнее справедливо только для северных полупустынь.

В отличие от пустынь, где господствует главным образом температурное выветривание, в формировании элювия полупустынных районов наряду с температурным и отчасти морозным выветриванием начинают играть некоторую роль физико-химические И химические процессы. Конечные продукты современного выветривания полупустынь, в соответствии с этим, отличаются более тонким составом и несколько большей мощностью. Поверхность полупустынных районов в результате этого в значительной степени лишена сплошного щебенчатого покрова. В элювии в небольшом количестве появляются гипергенные глинистые минеральные образования, а в иллювиальных горизонтах наряду с растворимыми солями и гипсом осаждаются карбонаты. Местами за счет разложения слабо устойчивых к выветриванию железосодержащих минералов в верхних горизонтах элювия скальных пород северных, более влажных, полупустынь выделяются и фиксируются бурые, а несколько южнее красные гидроокислы железа, т. е. выветривание начинает принимать красноцветный характер. Однако процесс красноцветного выветривания находится в самом зачаточном состоянии и проявляется только в особо благоприятных условиях: в относительно увлажненных, но по тем или другим причинам лишенных растительного покрова участках. В других случаях здесь образуется серый щебенчато-дресвяный элювий, приближающийся по типу к элювию пустынных районов. Приблизительная граница образования бурого и красного элювия проходит несколько севернее 48° с. ш. (Разумова, 1961). Несмотря на то, что интенсивность процессов выветривания в полупустынях несколько больше, чем в зоне пустынь, условия для сохранения элювиальных продуктов на месте их образования здесь несколько хуже. Это объясняется большим количеством выпадающих осадков и большей раздробленностью продуктов выветривания, в то время как растительный покров остается разреженным. Вследствие этого в полупустынной зоне крайне трудно обнаружить полный элювиальный профиль. О конечных продуктах выветривания обычно можно судить лишь по составу суглинков, образованных за счет наиболее тонких продуктов выветривания развитых здесь же пород, но находящихся уже не в элювиальном залегании.

Элювий полупустынь умеренного пояса в Центральном Казахстане

Элювий гранитов озера Ащиколь. Граниты в условиях полупустынь под воздействием современных поверхностных агентов образуют дресвяный элювий. Можно выделить два типа дресвяников: севернеее 48°30′— 49° с. ш. образуется бурый дресвянистый элювий, южнее этой границы — сероцветный или реже красноцветный элювий.

Примером элювия гранитов северной части полупустыни умеренного пояса может служить элювий, развитый юго-западнее озера Ащиколь в Центральном Казахстане. Близ поверхности граниты у озера Ащиколь по трещинам отдельности распадаются на крупные глыбы и щебень. Разрыхление материала на этой стади довольно слабое. В дальнейшем происходит уменьшение размеров элювиальной щебенки до 2—5 см.

Щебенка буреет и становится очень непрочной. При легком сдавливании рассыпается в дресву (табл. 20). Склоны и вершины пологих сопок в районе развития гранитов сплошь усыпаны этой дресвой, перемешанной с небольшим количеством бурого суглинка, представляющего собой наиболее тонкие продукты выветривания гранитов. Плотные скальные выходы гранитов встречаются редко.

Мощность элювия установить трудно, по-видимому, она не превышает

Микроскопическое изучение наиболее выветрелых разностей гранитов показало, что их дезинтеграция объ-

Таблица 20
Гранулометрический состав элювиального дресвяника на гранитах района озера Ащиколь (обр. 136-2*)

| Размер частиц, мм | Содержани е Фракции, ⁰ , |
|-------------------|---|
| >3 | 55,5 |
| 3—1 | 23,0 |
| 1-0,5 | 5,2 |
| 0,5-0,25 | 4,3 |
| 0,25-0,1 | 5,4 |
| <0,1 | 6,6 |

* См. табл. 2.

ясняется появлением массы микротрещин. При этом, несмотря на значительное изменение общего облика породы и ее физического состояния, степень выветрелости слагающих граниты минералов весьма незначительная. Гипергенные изменения касаются только темноцветных минералов, главным образом биотита. Полевые шпаты остаются свежими. Изменение б и о т и т а сводится к слабой гидратации, которая не сопровождается потерей кристаллографических форм, и лишь в редких случаях наблюдается диспергация гидробиотита и замещение его бурыми глинистыми продуктами, состав которых, видимо, также гидрослюдистый.

Небольшое количество глинистого вещества, которое удалось выделить из выветрелого гранита, обнаруживает гидрослюдистый (гидробиотит) состав с Ng' = 1,571; Np' = 1,556 Ng' - Np' = 0,015 и характерным базальным рефлексом d/n = 10,1 kX (табл. 21). Неясно происхождение рефлекса 7,2 kX на рентгенограмме обр. 136-2, так как микроскопические исследования каолинита в элювии не обнаружили.

Термограмма глинистого вещества, выделенного из элювия гранитов (фиг. 14), характеризуется отсутствием низкотемпературного эндотермического эффекта. В то же время она имеет ясный экзотермический пик при 370°, который свидетельствует о присутствии в исследуемом веществе закисного железа. Исследуемое глинистое вещество содержит 3,22% K₂O и 3,46 Na₂O. Все это свидетельствует о крайне слабой степени химического преобразования диспергированного биотита. Высокое содержание в глинистом веществе натрия, присутствие которого в биотите из гранитов и сиенитов обычно не превышает 1,81% (Чирвинский, 1953), скорее всего объясняется сорбционными процессами.

Гидратация биотита сопровождается реакциями окисления и выделения гидроокислов железа и титана. Гидроокислы железа, распространяясь от разрушающегося зерна во все стороны по многочисленным трещинкам, служат причиной отчетливого побурения дресвяников.

Красноцветный элювий гранитов Улутауских гор. В южной части полупустынной зоны Центрального Казахстана, южнее 48—49° с. ш., довольно часто, хотя и не всегда, поверхность выветривающихся пород вдоль трещин отдельности бывает покрыта тонкими красными корочками. На плотных эффузивных породах красные корочки не превышают

Дебаеграмма гидрослюды, выделенной из современного полупустынного элювия гранитов озера Ащиколь (обр. 136-2)

| Ориен нас | тированный ыщенный | | ированный эленный | Ориентированный насыщенный | | й Ориентированный прокаленный | |
|--------------|-----------------------|-----|----------------------|-------------------------------|---------------|-------------------------------|------------|
| 1 | d/n | 1 | d/n | 1 | d/n , | I | d/n |
| 4 | 10,1 | | _ [| 0,5 | 2,318 | | |
| 4 | 7,2 | 5 | 10,2 | 0,5 | 2,186 | | – , |
| 0,5 | 6,4 | | 1 1 | 1 | 2,116 | | _ ` |
| 1 | 4,97 | 0,5 | 6,4 | 2 | 1,963 | 1 | 2,120 |
| 0,5 | 4,50 | 0,5 | 5,0 | 1 1 | 1,892 | 1 | 1,976 |
| 1 | 4,22 | 0,5 | 4,50 | | 1,83 0 | 10,5 | 1,883 |
| 2 | 4,01 | 1 | 4,24 | 1 ш. | \ 1,788 | 1 | 1,816 |
| 1 | 3,84 | 1 | 4,03 | 0,5 | 1,718 | 0,5 | 1,780 |
| 1 | 3,65 | 1 | 3,81 | 1 | 1,668 | | |
| 1 | 3,48 | 1 | 3,65 | | - | 1 | 1,666 |
| 8 | 3,34 | 1 | 3,47 | 1 | 1,539 | 0,5 | 1,572 |
| 10 | 3,19 | 9 | 3,34 | 1 | 1,502 | 0,5 | 1,532 |
| 3 | 2,96 | 10 | 3,17 | 1 | 1,4613 | 0,5 | 1,504 |
| 2 | 2,56 | 3 | 2,94 | 1 | 1,4292 | 0,5 | 1,4531 |
| 1 | 2,441 | 1 | 2,55 | 1 | 1,3815 | 0,5 | 1,4230 |
| 0,5 | 2,388 | 1 | 2,420 | 1 | 1,3484 | 0,5 | 1,3745 |
| | ļ | } | 1 | ļ | | 0,5 | 1,3419° |

1—2 мм толщины. В хорошо раскристаллизованных, разрушенных до дресвы гранитах мощность покраснелой зоны достигает 5—7 см. В глубь породы интенсивность покраснения постепенно затухает.

Под микроскопом отчетливо видно, что возникновение в современном элювии полупустыни красного пигмента связано с разрушением темноцветных железосодержащих минералов. В отличие от бурого элювия более северных районов гидроокислы железа в этом случае значительно



Фиг. 14. Термограмма глинистого вещества гидрослюдистого состава, выделенного из элювия гранитов (озеро Ащиколь)

менее подвижны. Покраснелые участки в гранитных дресвяниках распространяются узкими ореолами только вокруг вкрапленников роговых обманок и биотита. Примером красноцветного элювия могут служить современные дресвяники гранитов, развитые на западном склоне Улутауских гор, в районе пос. Кызылтау и юго-западнее Карсакпая. В шлифах и иммерсионных препаратах удается проследить, что выделение железа из решетки минерала и образование вокруг зерен ореолов красного железистого пигмента происходят в самой начальной стадии разложения железосодержащих минералов, до стадии образования глинистых минералов. Роговые обманки, сбросившие часть содержащегося в них железа, становятся заметно более светлыми. Значительно снижаются плеохроизм и плотность выветрелых зерен. То же самое происходит и с биотитом. Выветривание идет неравномерно: наряду с разложенными участками,

тусто пигментированными гидроокислами железа и потому плохо действующими на поляризованный свет, в каждом выветривающемся зерне темноцветного минерала сохранились участки, почти не затронутые разложением.

Подобный харажтер выветривания гранитов, а также других крупнокристаллических изверженных пород, выдерживается в северной зоне полупустынь довольно постоянно.

тонкозернистых пород Элювий эффузивных и других лос. Улутау. Эффузивные породы и плотные тонкозернистые метаморфические сланцы поддаются выветриванию слабее. В них почти не наблюдается вторичного изменения минералов, связанного с элювиальными процессами. Обычно такие породы образуют в элювиальной зоне маломощные щебенчатые покровы. Примером могут служить элювиальные образования на различных плотных породах магматического происхождения в районе пос. Улутау. Такие элювиальные профили характеризуются наличием на поверхности щебенчатого чехла, под которым лежат щебенчатые бескарбонатные суглинки (10-20 см), а еще ниже - элювиальный щебень и небольшие глыбы с незначительным количеством вмытых мелкоземистых продуктов выветривания. Другими словами, профиль выветривания приближается к таковому в пустынных районах. Это особенно характерно для более южных, пограничных с пустынями районов полупустынной зоны Центрального Казахстана. Отличает подобные образования полупустынь более сильная, чем в пустынной зоне. гидратация и большее количество тонкого алевритового материала в суглинках, лежащих под щебенчатым покровом.

Элювий песчаников р. Шабдар. В нижнем течении р. Шабдар развит элювий на красных и зеленовато-серых тонкозернистых песчаниках и алевролитах верхнего палеозоя. Южные склоны гряд, сложенные песчаниками, крутые, северные обычно приближаются по крутизне склона к углам падения толщи (15—20°). На крутых южных склонах тонкие продукты выветривания смываются. Здесь обычны элювиальные развалы плиток и щебня песчаников. На пологих северных склонах грубый материал у поверхности почти отсутствует, так как создаются более благоприятные условия для развития наиболее полного профиля выветривания. Все элементы рельефа, за исключением гривок коренных пород, на вершинах сопок задернованы и покрыты серым или буроватым делювием мощностью до 30 см.

Элювий песчаников имеет следующее строение.

- 1. Плотные невыветрелые песчаники.
- 2. Слабо разрыхленные плитки и щебень песчаников, часто покрытые с поверхности пленкой серого карбоната.
- 3. Сильно разрыхленный, слегка побурелый щебень и тонкая дресва среди мелкоземистого карбонатного материала.
- 4. Темно-серый бескар бонатный суглинок, пронизанный массой корешков растений.

Каждая из элювиальных зон имеет очень непостоянную мощность. Общая мощность элювия достигает 0,5—0,75 м.

Свежие песчаники состоят из приблизительно равного количества угловатых зерен кварца и полевых шпатов с примесью обломков хлоритизированных эффузивов. Среди полевых шпатов преобладают кислые плагиоклазы типа альбит-олигоклаза. Размер зерен песчаников в среднем 0,1 мм.

Цемент типа выполнения пор имеет сложный состав и состоит из бледно-зеленого, в большинстве случаев слабо плеохроирующего хлорита с Ng'=1.574: Np'=1.560; Ng'-Np'=0.014 и кальцита.

Среди песчаного материала, подчеркивая косую слоистость, концентрируется рудное вещество.

В щебенчатой зоне песчаники сначала распадаются на крупные плитки, а затем на мелкий щебень. При этом резко снижается плотность породы в целом: щебенка легко разламывается на мелкие кусочки.

Микроскопическое изучение выветрелых пород этой зоны не выявляет заметного минералогического изменения отдельных компонентов песчаника. Можно только догадываться, что дезинтеграция породы обусловлена незначительной гидратацией хлоритового цемента. Внешним выражением этого явления как будто бы является незначительное увеличение двупреломления хлоритов.

В пределах дреовяной зоны мелкие обломки и щебень песчаников при легком сдавливании рассыпаются на отдельные песчинки. Пространство между разрыхленным элювиальным щебнем заполнено тонкими продуктами выветривания песчаников. Первичная структура породы видна лишь в обнажении и совершенно незаметна в отдельно взятых образцах.

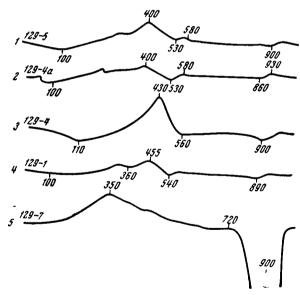
Минералогические изменения, связанные с выветриванием песчаников в дресвяной зоне, сводятся к дальнейшей гидратации и преобразованию хлоритового цемента. Терригенная составляющая подвергается изменению в значительно меньшей степени. В результате неоднородности породы и неравномерности хода процесса выветривания ряд стадийного изменения хлоритового вещества в цементе песчаников трудно прослеживается, однако на основании оптических исследований можно предположить, что в низах дресвяной зоны хлориты цемента песчаников в значительной степени преобразуются в джефферизиты. Хлориты слегка осветляются и приобретают оранжевые или желтоватые интерференционные окраски. Процесс сопровождается выделением небольшого количества железа, которое высаживается в виде слабо заметного бурого железистого пигмента. Глинистое вещество, выделенное из цемента. сильно разрыхленного шебня и мелкоземистых продуктов выветривания между элювиальной щебенкой в дресвяной зоне, по оптическим свойствам близко друг к другу: Ng'=1,566; Np'=1,552-1,555; Ng'-Np'=1,555= 0,014-0,011 и, как следует из приведенных числовых значений оптических констант, отличается меньшим значением показателей преломления, чем хлориты цемента свежих песчаников.

В верхних горизонтах дресвяной зоны, особенно среди тонких продуктов выветривания, глинистое вещество участками имеет ярко выраженное чешуйчатое строение и оптические свойства, присущие глинистым минералам гидрохлоритового или гидрослюдистого состава (Ng'=1,571; Np'=1,555; Ng'-Np'=0,016). На рентгенограмме глины отчетливо фиксируются базальные рефлексы хлорита ($d=14\ kX$) и гидрослюды ($d=9,8\ kX$) (табл. 22). Следует отметить, что разрушение хлоритов цемента песчаников даже в самых верхних горизонтах элювия идет далеко не полностью. Наряду с новообразованными гидрохлоритовыми продуктами довольно много слабоизмененных хлоритов. На фиг. 15 приведены термические кривые глинистой фракции из разных зон профиля выветривания песчаников. Кривые в общем подтверждают приведенную схему преобразования хлоритов в полупустынной зоне: хлорит \rightarrow джефферизит \rightarrow гидрохлорит (гидрослюда).

В дресвяной зоне происходит значительное перераспределение карбонатного материала. Хорошо очерченные карбонатные зерна цемента свежих песчаников растворяются, теряют свою форму, а их материал в риде пелитоморфных выделений более или менее равномерно пропитывает рыхлый элювий дресвяной зоны и часто покрывает тонкой пленкой поверхность щебня в щебенчатой зоне. Судя по термокривой 5 (см. фиг. 15), эти выделения имеют кальцитовый состав. В верхней части элювия, непосредственно под почвенно-делювиальными образованиями, обычно наблюдается вторичное обогащение карбонатным материалом в виде маломощного карбонатного иллювиального горизонта.

Дебаеграмма глины, выделенной из дресвяной зоны современного полупустынного элювия песчаников разреза р. Шабдар (обр. 129-5)

| Ориент нась | ированный ищенный | | иентированный Ориентированный Ориентирокаленный прокал | | | | гированный эленный | |
|----------------|----------------------|-----|--|-----|--------------|------|-----------------------|--|
| 1 | d/n | I | d/n | I | d/n | 1 | d/n | |
| 2 | 14,0 | 5 | 13,8 | 1 | 2,357 | 0,5 | 2,378 | |
| 5 | 9,8 | 9 | 10,2 | 0,5 | 2,239 | 0,5 | 2,266 | |
| 4 | 7,0 | 0,5 | 6,9 | 1 | 2,116 | 1 | 2,120 | |
| 0,5 | 4,9 | 5 | 4,99 | 2 | 1,980 | 5 | 1,983 | |
| 1 | 4,7 | | - | 0,5 | 1,933 | 0,5 | 1,940 | |
| 0,5 | 4,48 | 2 | 4,50 | 0,5 | 1,877 | 0,5 | 1,877 | |
| 1 | 4,19 | 2 | 4,28 | 1 | 1,810 | 1 | 1,813 | |
| 0,5 | 3,998 | | _ | 0,5 | 1,708 |] | (1,696 | |
| 0,5 | 3,64 | 1 | 3,68 | 0,5 | 1,666 | 2 ш. | | |
| 2 | 3,52 | 1 | 3,49 | 0,5 | 1,626 | | 1,637 | |
| 10 | 3,34 | 4 | 3,34 | 1 | 1,537 | 1 | 1,535 | |
| 2 | 3,17 | 2 | 3,18 | 4 | 1,4954 | 1 | 1,4937 | |
| 0,5 | 3,06 | | - | 0,5 | 1,4531 | 0,5 | 1,4418 | |
| 0,5 | 2,94 | 0,5 | 2,94 | | | 0,5 | 1,4108 | |
| 1 | 2,83 | | 1 - 1 | 2 | 1,3702 | 1 | 1,3702 | |
| 1 | 2,67 | 0,5 | 2,69 | 0,5 | 1,3392 | 0,5 | 1,3405 | |
| 4 | 2,56 | 1 | 2,57 | 3 | 1,2932 | 0,5 | 1,2929 | |
| 1 | 2,436 | 0,5 | 2,446 | | _ | 0,5 | 1,2504 | |



Фиг. 15. Термограммы глинистого вещества (фракция <0,001), выделенного из разных горизонтов элювия песчаников (р. Шабдар)

1-2— гидрохлоритово (гидрослюдисто)-джефферизитовое глинистое веществоиз верхних горизонтов элювия; 3— джефферизит из нижних горизонтов дресвяной зоны; 4— хлорит свежих песчаников 5— кальцит из корок на поверхности элювиального щебня

Физическое состояние продуктов выветривания описываемых песчаников, которые в свежем состоянии с трудом ломаются молотком, приводится в табл. 23.

Таблица 23
Гранулометрический состав продуктов выветривания песчаников нижнего течения р. Шабдар (верхние части дресвяной зоны)
(обр. 129-5)

| Размер | Содержание | Размер частиц, мм | Содержание |
|---|--|--|--|
| частиц, <i>мм</i> | фракцин, % | | фракции, % |
| >3 3-1 1-0,5 0,5-0,25 0,25-0,1 0,1-0,05 0,05-0,01 | 14,80 4,96 4,40 10,06 26,50 19,00 6,54 | <0,01 Состав глинистой фракции (<0,001) Ng' Np' Ng'—Np' | 13,80 Гидрохлорит-д жефферизит 1,571 1,555 0,016 |

Элювий карбонатных пород р. Аккуюк, хребет Каратау. Скальные карбонатные породы в элювиальном чехле полупустынной зоны наряду со щебнем и глыбами образуют небольшое количество рыхлых продуктов выщелачивания, известных под названием «известковой сыпучки» или «доломитовой муки». Подобные продукты изменения карбонатных пород образуются, например, в настоящее время на известняках и доломитах среднего и верхнего палеозоя хребта Каратау (Туркестанского), где были описаны в разрезе среднего течения р. Аккуюк.

 ${f X}$ арактерной чертой поверхностных выходов карбонатных пород в этом районе является присутствие мелких острых карр, выработанных струйками стекающей по склонам атмосферной воды. Скальные выходы и крупные, отколовшиеся с крутых бортов долины глыбы известняков и доломитов в большинстве случаев остаются плотными. Поверхностные выходы карбонатных пород, защищенные от эрозии, а также мелкие глыбы и щебень среди склоновых суглинков часто довольно сильно выветрелые. Выветривание выражается в значительном уменьшении плотности породы, которая дробится на мелкие обломки при дегком ударе молотка. С нижней поверхности глыб, а в небольших по размеру обломках и щебне на всю глубину происходят выщелачивание и частична происходят вышелачивание и частична перекристаллизация известняков с образованием остаточной известко вой сыпучки или разрыхленных пористых известковых остаточных корок. Остаточные продукты выщелачивания карбонатных пород в виде известкового песка или тонкого алеврита легко вымываются и попадают в различные склоновые образования.

Конечные продукты выветривания карбонатных пород хребта Каратау сходны с таковыми на Восточном Памире и в субнивальной зоне Терскей-Алатау. В табл. 24 показан химический состав свежих и выщелоченных известняков, на фиг. 16— термические кривые этих образований.

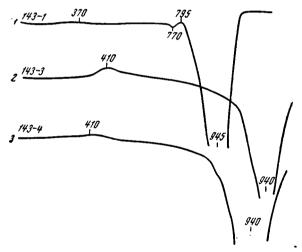
И в этом случае разрыхленные продукты выщелачивания известняков не отличаются по составу от свежих материнских пород.

Элювий глинистых пород р. Терсаккан (Центральный Казахстан). Глинистые породы также образуют два типа элювия. Севернее 48—49° с. ш., в относительно более влажных условиях, элювиальное изменение глин выражается в их разрыхлении и побурении. Южнее 48—49° с. ш. на глинистых породах образуется разрыхленный «творо-

| Порода | М. н. о. | R ₂ O ₃ | CaO | MgO | CO2 | Сум- | CaCO ₃ | MgCO ₃ | СаО (избы- ток) | СО _в (избы- ток) |
|---|----------|-------------------------------|-------|------|-------|-------|-------------------|-------------------|-----------------------|-----------------------------------|
| Известняк свежий (обр. 143-1) | 0,82 | 0,08 | 54,26 | 0,43 | 43,00 | 98,59 | 96,85 | 0,78 | | 0,05 |
| Известняк выщело- ченный (обр. 143-3) | 3,94 | 1,00 | 51,87 | 0,86 | 41,08 | 98,75 | 92,59 | 0,69 | _ | 0,53 |
| Выщелоченный мучнистый известняк (обр. 143-4) | 0,72 | 0,10 | 54,26 | Нет | 43,04 | 98,12 | 96,85 | _ | 0,45 | _ |

жистый» элювий, при этом первичная окраска пород в элювии обычно не нарушается.

Примером современного элювиального изменения глинистых пород в северной части полупустынной зоны Центрального Казахстана могут служить два разреза, описанные по левому берегу р. Терсаккан близ устья р. Бала-Терсаккан. В первом из них элювий развит на пестроцветных песчанистых монтмориллонитовых (Nm=1,544) глинах нижнего миоцена, во втором — на песчанистых пестроцветных каолинитовых $(Ng'=1,574;\ Np'=1,568;\ Ng'-Np'=0,006)$ глинах верхнего олигоцена.



Фиг. 16. Термограммы свежих и выщелоченных известняков (хребет Каратау)

1 — известняк свежий; 2 — известняк выщелоченный; 3 — выщелоченный мучнистый известняк

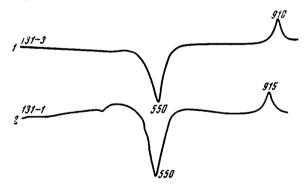
Монтмориллонитовые глины нижнего миоцена в свежем состоянии имеют зеленовато-серую окраску с крупными неправильными малиново-красными и лиловыми пятнами. На глубине порядка 1 м от поверхности окрашенные пятна теряют присущую им яркость и приобретают тусклые лиловые или шоколадные оттенки. Зеленовато-серые участки глин на этой стадии остаются без изменения. Еще ближе к поверхности начинается отчетливое побурение зеленовато-серых пятен, хотя общая конфигурация пятен в породе не нарушается.

Каолинитовые глины верхнего олигоцена в элювии изменяются более значительно. Ярко-красные или фиолетовые пятна среди белых песчанистых глин бледнеют и буреют. Ближе к поверхности постепенно буреет вся порода. В конечном результате образуется однородная по окраске, лишенная пятнистости желтовато-бурая глина. Мощность побурелой зоны, даже на довольно крутом склоне — 0,3—0,4 м. Общая мощность элювия не менее 1,5 м.

Таблица 25 Характеристика свежих и побурелых глин верхнего олигоцена р. Терсаккан

| | Характерис | Содержание железа | | | |
|---|------------|----------------------|----------------------|--------------------------------|------|
| Порода | Ng' | Np' | Ng'-Np' | Fe ₂ O ₃ | FeO |
| Пестрая каолинитовая песчанистая глина (обр. 131-3) | | 1,568 | 0,006 | 1,38 | 0,07 |
| Побурелые, лишенные пятнистости каолинитовые песчанистые глины (обр. 131-1) | | ислами з | ентирована железа | 7,43 | 0,07 |

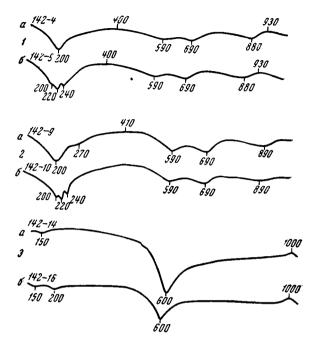
Изменение цвета породы в элювии связано с переходом маловодных окислов железа в многоводные. Побурение как будто бы объясняется разносом и равномерным распределением в элювии гидроокислов железа, источником которого является железистый пигмент красных пятен самой породы. Доказательством подобного происхождения бурых окрасок в элювии может служить постепенное, хотя и слабо заметное сгущение бурых окрасок по направлению к первичным красным пятнам.



Фиг. 17. Термограммы пестрой глины верхнего олигоцена и продуктов ее выветривания (р. Терсаккан) 1— пестрая каолинитовая глина; 2— побурелая каолинитовая глина из элювия

При этом в пестроцветных глинах каолинитового состава первичная пятнистость в поверхностной зоне исчезает полностью. Возможно, какую-то роль в процессе миграции гидроокислов железа играют органо-минеральные соединения. Перераспределение железа, содержащегося в первичных красных пятнах материнской породы, сопровождается значительным увеличением количества окисного железа в побурелых верхних горизонтах элювия (табл. 25). Другими словами, здесь наблюдается процесс, в какой-то мере аналогичный процессу высаливания и образования поверхностных солевых корок. Это явление в свое время отмечалось В. Н. Разумовой (1961). Изменения минералогического состава глин при выветривании не наблюдается (см. термограммы на фиг. 17). Побурение

в элювии более интенсивно происходит в глинах каолинитового состава и менее интенсивно в монтмориллонитовых глинах. Этот факт, видимо, объясняется способностью монтмориллонита связывать в своей молекуле большое количество воды, которая, таким образом, на некоторое время выпадает из оборота. При общем недостатке влаги, что связано с сухостью климата, это существенно ограничивает миграцию элементов



Фиг. 18. Термограммы свежих глин (а) и развитого на них «творожистого» элювия (б) (р. Белеуты)

1 — пестрая монтмориллонитовая глина: 2 — зеленая монтмориллонитовая глина и зеленый эловий с красно-бурыми инфильтрационными жилками; 3 — пестрая каолинитовая глина (на термограммах «творожистого» элювия видны низкотемпературные эндотермические эффекты, связанные с разложением легкорастворимых солей)

в элювии. В неразбухающих каолинитовых глинах связывание воды пронсходит в значительно меньшей степени, что способствует ее более активному перемещению по всей толще элювиального слоя, а соответственно и более равномерному распределению бурого железистого пигмента

Глинистые породы в поверхностной зоне южной части полупустынной зоны Центрального Казахстана образуют своеобразный «творожистый» элювий, который резко отличается от щебенчатого элювия глин в пустынях. В литературе имеются указания о красноцветном характере выветривания некоторых глинистых пород в полупустынях Казахстана. По мнению В. Н. Разумовой (1960, 1961), современный красноцветный элювий в зоне полупустынного климата (южнее 48° с. ш.) избирательно формируется на глинистых породах гидрослюдистого или монтмориллонитового состава в связи с солончаковым процессом. Обычно же окраска «творожистого» элювия зависит исключительно от цвета исходной породы и взаимного расположения светлых и пестроокрашенных прослоев. Пестроокрашенные прослои образуют пестрый

Сравнительная характеристика свежих и элювиально измененных глинистых пород под воздействием полупустынного климата в разрезе р. Белеуты

| • | | х | арактери | Содержание железа | | | |
|---|---|---------------|----------|----------------------|--|--------------------------------|--------------|
| · Порода | Цвет | Ng' | Np' | Ng'-Np' | Состав глинистой фракции | Fe ₂ O ₃ | FeO |
| Глинистый алеврит (обр. 142-1) | Зэленый | 1,547 | 1,528 | 0,019 | Монтмориллонит | 3,34 | 0,34 |
| Творожистый элювий на глинистых алевритах (обр. 142-3) | Зеленый | 1,542 | 1,520 | 0,022 | Монтмориллонит | 3,94 | 0,43 |
| Пестрая глина (обр. 142-4) | | | | | | | |
| 1. основная масса 2. пятна Элюзий пестрых | Красный Зеленый | 1,552 | 1,524 | 0,028 | Монтмориллонит | 6,86 4, 80 | 0,43 0,43 |
| глин (обр. 142-5) | | | | | | | |
| 1. основная масса 2. пятна | Красный Зеленый | 1,551 | 1,527 | 0,024 | Монтмориллонит | 6,59 4,63 | 0,36 0,43 |
| Песчаная глина (обр. 142-9) | Зэленый | 1,549 | 1,526 | 0,023 | Монтмориллонит | 3,81 | 0,43 |
| Элювий зэленых песчанистых глин с сеткой инфильтрационного происхождения за счет вмыва вышележащих пестрых глин (обр. 142-10) | Зеленый с красно-бу- рыми пят- нами и жилками | 1,548 | 1,528 | 0,020 | Монтмориллонит | 5,34 | 0,29 |
| Пестрая глина (обр. 142-14) | Розовый с бз- лыми пят- нами | 1,571 | 1,561 | 0,010 | Преимуществен- но каолинит — железистый пигмент | | - |
| Элювий пестрых глин (обр. 142-16) | Розовый с бе- лесыми пятнами | 1,58 2 | 1,566 | 0,016 | Преимущественно каолинит + железистый пигмент | _ | |

«творожистый» элювий, при этом в общих чертах сохраняется конфигурация пятен. Элювий светлоокрашенных прослоев глин и глинистых алевритов любого состава мало отличается по цвету от глин материнской породы, т. е. не приобретает красной окраски. В элювии не замечается также заметного изменения минералогического состава материнской породы (табл. 26; см. также термограммы на фиг. 18). На границе плотной породы и разрыхленного элювия часто наблюдаются маломощные гипсовые иллювиальные горизонты. Мощность элювия 30—40 см.

«Творожистое» строение элювия глинистых пород в полупустынной зоне образуется в результате периодического увлажнения и связанного с этим сильного разбухания и высыхания глин, поэтому это явление лучше всего выражено на разбухающих глинах монтмориллонитового состава и в значительно меньшей степени на гидрослюдистых и каолицитовых глинах. Рыхлая консистенция поверхностной корки на выходах глинистых пород, имеющих в своем составе разбухающие минералы, способствует глубокому проникновению в элювий по трещинам усыхания делювиального глинистого материала в форме коллоидов и тонких обломков, обычно окруженных бордюром метаколлоидного глинистого вещества. Довольно часто в подобные прожилки попадают песчаные

частицы. В прожилках происходит садка гипса и изредка карбонатов, В результате создаются своеобразные, усложняющие в общем простое строение элювия сетчатые инфильтрационные и брекчиевидные струк, туры. В том случае, когда гипсометрически выше светлоокрашенных прослоев находятся пестроцветные глинистые пласты, светлые глины с поверхности замываются окрашенным в красно-бурый цвет делювием вышележащих глин, что создает ложное впечатление о красноцветном характере элювия и о более широком, чем в действительности, развитии в разрезе красноцветных образований. В каждом отдельном случае минералогический состав глинистой составляющей в красной поверхностной корке будет зависеть от состава вышележащих пестроцветных глин. Это явление, чрезвычайно характерное для полупустынной зоны Центрального Казахстана (Петрушевский, 1933; Вахрамеев, 1952), надо учитывать при картировочных работах.

Появление красных окрасок в современном элювии глинистых пород в южной части полупустынной зоны Центрального Казахстана можно было бы ожидать в случае разложения содержащегося в глинах терригенного биотита. Как упоминалось, выделение гидроокислов железа и появление красного пигмента при выветривании биотита и роговых обманок в элювии полупустыни происходят на самых первых стадиях разложения минерала до образования глинистых минералов! В разрезе верхнего мела р. Белеуты развиты глинистые алевриты, в терригенной части которых наряду с кварцем, микроклином и мусковитом содержится большое количество биотита. Встречаются алевриты, содержащие до 40-50% биотита. Таковыми, в частности, являются анализируемые здесь образцы 142-1; 142-3; 142-9 и 142-10. Однако биотит встречается здесь уже не в свежем, а в выветрелом состоянии, причем выветривание биотита с переходом его в монтмориллонит и появлением в связи с этим красных и пестрых окрасок произошло скорее всего еще в верхнем мелу. Естественно, что современное выветривание в данном случае не могло идти в сторону образования красноцветов. Следует иметь в виду и край: не малую подвижность гидроокислов железа в элювии полупустынной зоны южнее 48—49° с. ш. Это, видимо, объясняется малым количеством активного органического вещества и недостатком влаги и доказывается. с одной стороны, слабым площадным распространением гидроокислов железа при разложении темноцветных минералов в современном элювии гранитов (Улутау, Карсакпай), с другой — хорошей сохранностью в разрыхленной элювиальной корке пестроцветных глинистых пород конфигурации красных пятен.

Элювий полупустынь субтропического пояса в Средней Азии

Жаркие месяцы в субтропических полупустынях юга Средней Азии бездождны, поэтому, несмотря на более высокие средние годовые температуры, условия для проявления химических процессов выветривания здесь менее благоприятны, чем в полупустынях Центрального Казахстана. Резкие температурные колебания в зимние месяцы и малое количество снега обусловливают большую интенсивность физического выветривания.

Для южных полупустынь республик Средней Азии характерен мало; мощный щебенчато-дресвяный слабокарбонатный элювий. Красноцветные образования в современном элювии исследуемых районов отсутствуют.

Изучение элювия южных полупустынь проводилось на территорий южной Туркмении в пределах хребта Гезгядык (35°40' с. ш.). Район исследования представляет собой ряд сопок и скалистых гряд с высот-

ными отметками 900—1000 м над уровнем моря. Сопки сложены диабазами и их туфами. Склоны их поросли редкой кустарниковой и травянистой растительностью. Местами произрастают парковые фисташковые леса.

Элювий диабазов и их туфов хребта Гезгядык. В поверхностной зоне диабазы распадаются на трещиноватые глыбы, разрыхленный щебень и дресву. По многочисленным трещинкам высаживаются карбонаты. Мошность элювия порядка 1 м. На выположенных склонах и под защи-

Таблица 27
Гранулометрический состав современных элювиальных дресвяников по диабазам

и их туфам хребта Гезгядык в Южной Туркмении

| | Содержание ф | ракции, % |
|-----------------------------|-------------------|----------------|
| Размер частиц, <i>мм</i> | Выветрелый диабаз | Выветрелый туф |
| | (обр. 164-8*) | (обр. 164-10*) |
| >3,0 | 46,00 | 26,2 |
| 3,0-1,0 | 18,70 | 34,4 |
| 1,0-0,5 | 4,65 | 8,8 |
| 0,5-0,25 | 4,65 | 5,6 |
| 0,25-0,1 | 6,00 | 12,5 |
| <0.1 | 1 20.00 | 12.5 |

[•] См. табл. 2.

той крупных глыб и кустарников накапливаются тонкие продукты выветривания в виде маломощных серых щебенчатых суглинков. Почвенный покров на склонах гряд отсутствует.

Свежие диабазы обладают порфировой структурой с интерсептальной или долеритовой, реже гиалопилитовой основной Порфировые вкрапленники представлены основными плагиоклазами, среди которых преобладает лабрадор (Ng'=1.564)Np' = 1.556; $Ng^{7}-Np^{\prime}=0.008$), и моноклинными пироксенами

(Ng'=1,722; Np'=1,694; Ng'—Np'=0,028). Микролиты состоят из основного плагиоклаза и пироксена. Основная масса представлена плохо раскристаллизованным стеклом с многочисленными вкрапленниками рудных минералов, либо хлоритом. В миндалинах встречаются хлориты, кальцит, реже — лучистый халцедон. Иногда наблюдается частичное замещение плагиоклазов кальцитом или хлоритом.

Микроскопическое исследование выветрелых диабазов показывает, что дезинтеграция породы и образование дресвяников сопровождаются крайне незначительным изменением породообразующих минералов. Некоторому изменению подвергаются лишь хлориты и, возможно, пироксены. Плагиоклазы и стекло основной массы остаются без изменения.

Гипергенное изменение хлоритов в дресвяниках заключается в их гидратации. Свежие хлориты окрашены в зеленый цвет, не плеохроируют, имеют низкое двупреломление. Гидратированные хлориты в результате одновременных с гидратацией реакций окисления выделяют небольшое количество железистого пигмента и буреют. Двупреломление их повышается, а показатели преломления снижаются с Nm=1,591 до Nm=1,548. По оптическим свойствам наиболее измененные разности хлоритов (гидрохлоритов) трудно отличимы от минералов из группы монтмориллонита.

Главная масса пирожсенов в породе не изменена совершенно. Некоторые же из вкрапленников по периферии зерен, трещинкам и неровным втекам, а иногда почти полностью, замещаются тончайшими буроватыми глинистыми продуктами с Nm=1,548. По оптическим свойствам бурые глинистые продукты среди пироксенов очень похожи на гидратированные хлориты миндалин и основной массы. Происхождение этих продуктов, возможно, не связано с преобразованием самих пироксенов, а объясняется выветриванием замещающих пироксены хлоритов.

Аналогичные преобразования первичных минералов, только в несколько большей степени, наблюдаются и в современном элювии туфов.

В табл. 27 приведены данные гранулометрического состава дресвянистого элювия по диабазам и туфам.

Механический состав дресвяников нельзя объяснить только проявлением процессов физического выветривания. В формировании дресвянистого элювия хребта Гезгядык основную роль играли процессы физикохимического порядка, главным образом механические напряжения, возникающие в результате гидратации хлоритов.

Разрыхленные дресвяники по многочисленным трещинкам часто бывают пропитаны пленочными выделениями серого кальцита. Особенно сильно карбонатизированы дресвяники, лежащие под слоем щебенчатых элювиально-делювиальных суглинков. Общее количество карбоната кальция в дресвяниках достигает 8,5%, правда, сюда входит и кальцит, заполняющий миндалины и замещающий часть плагиоклазов, т. е. не связанный с современными гипергенными процессами. Появление карбонатных пленок в элювии, по-видимому, объясняется перераспределением кальцита, находящегося внутри самих диабазов (кальцит миндалин и др.). Во всяком случае появление кальцита в элювии нельзя связывать с процессом современного выветривания силикатов, так каж степень выветрелости исходного материала весьма незначительна.

Продукты ближайшего переотложения элювия

В результате размыва и ближайшего переотложения современного элювия скальных пород как силикатного, так и карбонатного состава на склонах и вершинах сопок и гряд в полупустынной зоне Центрального Казахстана образуется маломощный и не сплошной покров серых или буроватых, обычно отчетливо пористых элювиально-делювиальных суглинков. Суглинки накапливаются в западинках рельефа или под защитой крупных глыб и жустарников. Обычно суглинки не несут на себе почвенного покрова, либо этот покров находится в зачаточной стадии развития. Суглинки, переработанные почвенными процессами, отличаются более темной окраской и содержат большое количество корешков растений (до 1,5% от общей массы породы). Мощность описываемых суглинков не превышает 0,5 м, но обычно меньше.

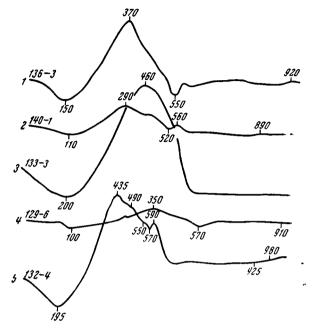
Характер суглинков на породах одинакового состава довольно постоянен. Состав их обломочной части точно отражает состав пород, за счет выветривания которых они образовались. Основная масса суглинков сложена несортированным тонким алевритовым и песчаным материалом, среди которого беспорядочно разбросаны дресва и щебень. Количество щебня в суглинках зависит от состава материнских пород. На породах, слабо поддающихся выветриванию, развиты суглинки, количество щебня в которых достигает 70%. В суглинках, образованных за счет переотложения элювия легко выветривающихся пород, например гранитов, щебень может отсутствовать полностью.

Алевритовый материал в суглинках обычно находится в выветрелом состоянии. Это касается в основном алевритовых зерен хлорита, биотита и роговой обманки. Хлориты и биотит гидратируются, что выражается в изменении цвета и потере плеохроизма. Алевритовые зерна роговых обманок буреют и теряют кристаллографические формы. Более крупные зерна роговых обманок выветриваются по трещинкам спайности. Разложение железосодержащих минералов сопровождается выделением бурых гидроокислов железа, которые затрудняют более точное определение новообразованных продуктов. Полевые шпаты даже в наиболее тонких зернах в большинстве случаев остаются почти без изменения, лишь слегка пелитизируются.

Обломки песчаного размера и крупнее, за исключением чешуек биотита и хлорита, которые слегка гидратируются, остаются довольно

свежими. Однако по периферии таких обломков или вдоль трещинок процессы гидратации легко выветривающихся минералов все же наблюдаются.

Глинистое вещество в суглинках находится в резко подчиненном количестве, не более 10% от общей массы породы. Оно в зависимости от



Фиг. 19. Термограммы глинистого вещества (фракция <0,001), выделенного из современных делювиальных суглинков, развитых на различных породах в полупустынной зоне Центрального Казахстана

1—2 — гидрослюда из делювия гранитов (озеро Ащиколь и район Карсакпая);
 3 — гидрослюда из делювия амфибольтов (озеро Барракуль);
 4 — гидрохлорит и гидрослюда из делювия песчаников (р. Шабдар);
 5 — гидрослюда из делювия эффузивов (р. Жаксы-Арганты)

характера материнских пород имеет гидрослюдистый или гидрохлоритовый состав (см. термограммы на фиг. 19). Обычно хорошо раскристаллизованные, высоко интерферирующие участки глинистого вещества с $Ng'=1,597-1,572;\ Np'=1,571-1,555;\ Ng'-Np'=0,026-0,017$ концентрируются по периферии более или менее крупных обломочных зерен и слегка корродируют их. Это глинистое вещество скорее всего образовано за счет выноса коллоидальных глинистых продуктов выветривания изразмывающегося элювия. Другая часть глинистых продуктов образовалась в результате разложения тонких чешуек биотита и зерен роговых обманок на месте, в самих суглинках.

Элювиально-делювиальные суглинки, образованные за счет выветривания скальных силикатных пород, в составе которых отсутствуют карбонаты кальция, бескарбонатны. Суглинки на карбонатных породах обычно содержат терригенные и пелитоморфные карбонаты. Отсюда очевидно, что карбонатное вещество в суглинках образовалось не в результате выветривания силикатных пород. Это является еще одним доказательством отсутствия в аридных областях, в том числе и в полупустынях, так называемого «карбонатного» типа выветривания.

Общая характеристика некоторых типов элювиально-делювиальных суглинков, образованных за счет выветривания скальных пород разного состава в полупустынях Центрального Казахстана, приведена в табл. 28.

Таблица 28 Состав элювиально-делювиальных суглинков продуктов ближайшего переотложения современного элювия различных пород в полупустынной зоне Центрального Казахстана

| - | | Содержание фракции, % | | | | | | | | | |
|---|--|---|--|---|---|---|--|--|--|--|--|
| Раз части мер ц. <i>жм</i> | На гранитах | | На амфиболито- вых сланцах | На эффузивах и кристалличе- ских сланцах | На песчаниках с карбонатно- хлоритовым цементом | На известняках | | | | | |
| | обр. 136-3 | обр. 140-1 | обр. 133-3 | обр. 132-4 | обр. 129-6 | обр. 143-8 | | | | | |
| >3 3-1 1-0,5 0,5-0,25 0,25-0,1 0,1-0,05 0,05-0,01 0,01-0,001 | 28,2 8,9 6,2 4,9 5,6 14,5 23,9 | 29,7 6,6 5,3 6,0 10,5 15,6 19,4 | 34,4 2,9 4,1 7,3 15,2 15,1 13,9 | 24,2 3,0 2,5 2,8 6,3 25,6 25,1 | 1,10 4,00 7,50 14,50 26,70 16,00 11,00 | 58,55 6,75 7,55 4,95 5,05 8,70 1,80 6,65 | | | | | |
| <0,001 Состав облом- ков | нитов, то кварца, п тов и го ных слюд | | болитовых сланцев, в раз- ной степени измененные роговые об- манки, кварц, полевые шпа- ты | 10,5 Щебень эффу- зивов и слан- цев, измененные зерна роговых обманок и би- отита, кварц, полевые шпа- ты | 8,60 Обломки песчаника, кварц, полевые шпаты, измененые жлориты. Карбонаты выщелочены полностью | Следы Преобладают ок- руглые и уг- ловато-округ- лые обломки карбонатов. Довольно много углова- тых обломков кварца. Еди- ничные зерна полевых шпа- тов и роговых обманок и др. | | | | | |
| Состав глини- стой фракции (<0,001) | | Гидрослюда | Гидрослюда | Гидрослюда | Гидрохлорит + + гидрослюда | | | | | | |
| Ng' Np' | 1,597 1,571 | 1,592 1,567 | 1,578 1,552 | 1,588 1,561 | 1,572 1,555 | _ _ | | | | | |
| Ng'-Np' | 0,026 | 0,025 | 0,026 | 0,027 | 0,017 | l – | | | | | |

Делювий глинистых пород полупустыни может быть красноцветным и зеленоцветным. Красноцветный характер делювий имеет лишь в том случае, когда он развивается за счет перемыва пестроокрашенных или красноцветных глин. Делювий, развитый на склонах, сложенных зелеными глинами любого состава, остается зеленым.

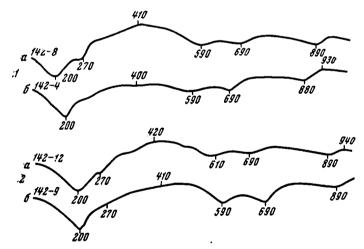
Делювий на глинистых породах в полупустынях состоит из плохо сортированных мелких и мельчайших окатышей глинистого вещества с видимыми глазом песчинками и мелкой галькой. Часто содержит белесые выцветы гипса. Под микроскопом отчетливо видна брекчиевидная структура делювия. В том случае, если делювий развит за счет переотложения пестрых глин, угловатые и угловато-округлые окатыши глин, пигментированные гидроокислами железа из красных пятен и лишенные пигмента из зеленых, равномерно окружены бордюром бурого глинистого вещества, которое служит цементом в породе и одновременнопридает делювию равномерную красно-бурую окраску. Точный составлинистого цемента в делювии монтмориллонитовых глин установитьтрудно, так как его невозможно отделить от глинистого вещества глиняных окатышей. Делювий глинистых пород каолинитового состава в

Сравнительная характеристика современного красно-бурого делювия и подстилающих его глин в разрезе р. Белеуты

| N₂ | | | арактери нистой ф | | Состав глинистой | Содержание железа | | |
|----------------|--|-----------------------------|----------------------|---------|-------------------------|----------------------|------|--|
| обр. | Порода | $Ng' \mid Np' \mid Ng'-Np'$ | | фракции | Fe₂O₃ | FeO | | |
| 142-8 | Красно-бурый делювий, образованный за счет пестрой глины | 1,566 | 1,538 | 0,028 | Монтмориллонит | 6,72 | 0,36 | |
| 142-4 | Пестрая глина, подстилаю- щая делювий | 1,552 | 1,524 | 0,028 | Монтмориллонит | 5,82 | 0,43 | |
| 14 2-12 | Красно-бурый делювий, ко- торый перекрывает зеле- ную глину, но образован за счет переотложения лежащих выше по скло- ну пестрых глин (обр. 142-4) | 1,569 | 1,547 | 0,022 | Мо <i>з</i> тмориллонит | 6,08 | 0,43 | |
| 142-9 | Зеленая песчанистая глина, подстилающая делювий | | 1,526 | , | Монтмориллонит | 3,81 | 0,43 | |

пределах нескольких десятков метров от коренного выхода сохраняет состав материнской породы.

В табл. 29 показана сравнительная характеристика красно-бурого делювия и подстилающих его зеленых и пестрых глин. В том и другом случае глины и их делювий имеют монтмориллонитовый состав (фиг. 20). В обоих случаях облик делювия сходен.



Фиг. 20. Термограммы красно-бурого делювия (a) и подстилающих его монтмориллонитовых глин (δ) в разрезе р. Белеуты

I — красно-бурый делювий и подстилающие пестрые глины; 2 — красно-бурый делювий и подстилающие зеленые глины

За счет современного выветривания скальных пород полупустыни субтропического пояса Советской Средней Азии образуются рыхлые продукты, аналогичные таковым в полупустынях Центрального Казахстана. Примером могут служить серые щебенчатые суглинки, образованные за счет разрушения диабазов и их туфов хребта Гезгядык в

Южной Туркмении. В соответствии с составом материнских пород сутлинки хребта Гезгядык образованы плохо сортированным щебнем диабазов и угловатыми обломками песчаного и алевритового размера, состоящими из плагиоклазов, хлоритов, пироксенов, кальцита и небольшого количества роговых обманок, биотита и кварца. Обломочный материал находится в сравнительно свежем состоянии. Гидратируются и буреют только наиболее мелкие обломки роговых обманок, хлорита и биотита. Наблюдаются ясные следы коррозии и растворения обломочных зерен кальцита и некоторого вторичного перераспределения кальнита.

Таблица 30 Гранулометрический состав элювиально-делювиальных суглинков, развитых за счет переотложения современного элювия эффузивов хребта Гезгядык (обр. 164-11)

| Размер частиц, <i>мм</i> | Содержание фракции, % | Размер частиц, <i>мм</i> | Содержание фракции, % |
|-----------------------------|--------------------------|--------------------------|-----------------------|
| >3 | 10,3 | 0,01—0,001 | 4,7 |
| 3-1 | 14,7 | <0,001 | Следы |
| 1-0,5 | 9,5 | Состав глинистой | Гидрослюда с при- |
| 0,5-0,25 | 9,5 | фракции (<0,001) | месью гидрохлорита |
| 0,25-0,1 | 14,0 | Ng' | 1,566 |
| 0,1-0,05 | 29,8 | Np' | 1,552 |
| 0,05-0,01 | 7,5 | Np' | 0,014 |

В табл. 30 приведен гранулометрический состав суглинков. Характерно, что, несмотря на сравнительно тонкий состав (42,0% алевритового материала), в суглинках почти полностью отсутствует глинистое вещество.

СОВРЕМЕННЫЙ ЭЛЮВИЙ СТЕПНОГО ПОЯСА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КАЗАХСКОГО НАГОРЬЯ

Степи занимают самые северные части Казахского нагорья. Южная граница степной зоны проходит приблизительно по линии Тургай — Семипалатинск, с вклинивающимися в зону полупустынь языками вдоль Мугоджарских и Каркаралинских гор.

Климат

Общегодовое количество осадков в степной зоне несколько более 300 мм. Осадки выпадают в основном летом, однако высокие летние температуры (средняя температура июля достигает +21,8°), сильные ветры, сухость воздуха и большое количество ясных дней делают их мало продуктивными, так как создается благоприятная обстановка для быстрого испарения (испаряемость достигает более 1000 мм/год). Тем не менее густой дерновый покров, несмотря на транспирацию, способствует тому, что некоторое количество влаги задерживается в подпочвенном слое.

Зима в степной зоне Казакстана продолжительная и холодная (средняя температура января —17°). Осадков выпадает мало (в феврале 3 мм, в марте 11 мм), поэтому снежный покров тонкий. Сильные морозы и тонкий снежный покров способствуют сильному промерзанию почвы (Суслов, 1954).

Характеристика процессов выветривания

Условия, при которых протекают процессы выветривания в степной зоне, существенно отличаются от условий выветривания в пустынной и полупустынной зонах, прежде всего меньшим дефицитом влаги. Важным фактором, влияющим на направление процессов гипергенеза, является развитый здесь сплошной дерновый покров, который, во-первых. способствует некоторому сохранению влаги в почве, во-вторых, служит надежным теплоизоляционным покровом, предохраняющим выходящие на поверхность породы от воздействия суточных температурных колебаний и защищает элювий от эрозии. Положительную роль в гипергенных процессах степной зоны играет значительно большая, чем в пустынях и полупустынях, масса разлагающегося органического вещества, которое способствует переводу ряда освобождающихся при выветривании элементов в растворимое состояние. В результате в степной зоне главными агентами выветривания становятся процессы физикохимического и химического преобразования исходной породы. В отличие от пустынных и полупустынных районов, современный степной зоны характеризуется значительно большей мощностью и более интенсивной переработкой исходного материала.

В степной зоне Северного Казахстана почти полностью отсутствуют щебенчатые элювиальные покровы. Конечные продукты выветривания скальных пород представлены глинисто-дресвяными образованиями. Процессы выветривания сопровождаются выщелачиванием из элювиального слоя карбонатов в том случае, если они имелись в материнской породе, с образованием бескарбонатных дресвяников на песчано-карбонатных породах и известковой сыпучки на известняках. Карбонаты осаждаются только в иллювиальных горизонтах. Наличие хорошо выраженного и не связанного с почвенными процессами карбонатного иллювиального горизонта существенно отличает элювий степной зоны от элювия пустынь и полупустынь.

Надо оговориться, что отнесение всех описываемых здесь разрезов элювия степной зоны равнинных областей Казахского нагорья к современным образованиям несколько условно. По всей вероятности, климатические колебания второй половины антропогенового периода не сопровождались на этих широтах значительной аридизацией климата, и, таким образом, глинисто-дресвяный элювий степного типа мог формироваться здесь длительное время. Следовательно, описываемые ниже элювиальные образования являются молодыми в том смысле, что они образованы за антропогеновый период (плейстоцен, голоцен) и продолжают развиваться в таком же направлении в настоящее время.

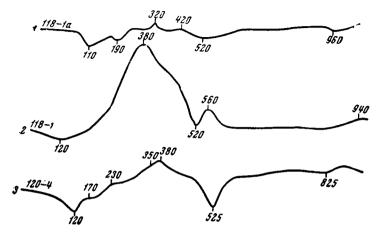
В качестве примера современного элювия, образующегося в условиях степного климата умеренной зоны, может служить элювий, развитый на гранитах Борового и Зерендинского массивов в Северном Казахстане.

Элювий гранитов курорта Боровое. Уже при первом, беглом осмотре поверхностных выходов пород в районе курорта Боровое бросается в глаза почти полное отсутствие плотных свежих гранитов. Разрыхленными элювиальными дресвяниками с поверхности сложены склоны и вершины как пологих холмов, так и крутых скальных останцов. Плащеобразный характер элювиального покрова и наличие ясных следов его даже на очень крутых, лишенных растительности склонах служит доказательством того, что образование дресвяников идет в настоящее время.

На сильно расчлененной эрозией поверхности гранитного массива Боровое рыхлые продукты разрушения гранитов непрерывно удаляются от материнской породы, образуя делювиальные шлейфы. В элювии сохраняются продукты выветривания только начальных стадий разло-

жения. Отсюда дресвяные образования Борового иллюстрируют начальные стадии современного степного элювиального процесса.

Микроскопическое изучение гранитных дресвяников Борового показывает, что разрыхление гранитов в начальных стадиях выветривания обусловлено появлением массы микротрещин. Особенно сильно растрескиваются зерна полевых шпатов. Трещиноватость минеральных зерен на этой стадии выветривания, видимо, объясняется расклинивающим действием тонких водных пленок, проникающих по волосяным



Фиг. 21. Термограммы глинистых продуктов, выделенных из разных зон современного степного элювия гранитов

1 — гидробиотит отобранный (пос. Боровое); 2 — гидрослюда из дресвяной зоны (пос. Боровое, фракция <0,001); 3 — гидрослюдисто-монтмориллонитовое глинистое вещество из дресвяно-глинистой зоны (пос. Савинка, фракция < 0,001)</p>

трещинам разгрузки по стыкам зерен и трещинкам спайности. Начальные стадии выветривания сопровождаются слабой гидратацией биотита, образованного по биотиту пеннина и замещающего плагиоклазы серицита. Увеличение объема гидратирующихся минералов также способствует появлению трещиноватости. Кварц, полевые шпаты и роговые обманки, помимо трещиноватости, других изменений не претерпевают.

Гидратированный биотит отличается золотистым цветом, чешуйки его имеют тенденцию распадаться на отдельные волокна, при этом выделяется небольшое количество гидроокислов железа. В результате дресвяники, богатые биотитом, окрашиваются в бурый цвет. Редкие, наиболее сильно выветрелые листочки биотита участками теряют присущие биотиту кристаллографические формы и замещаются бурым глинистым веществом, при этом у выветрелого биотита исчезает плеохроизм и резко снижаются показатели преломления. Термограмма характеризуется появлением слабого эндотермического пика при 110° (фиг. 21, кривая I). Глинистое вещество, выделенное из дресвяников нижних горизонтов элювия, показывает свойства минералов гидрослюдистого типа с Ng'=1,594; Np='1,574; Ng'-Np'=0.020. Термограмма 2 на фиг. 21 отражает суммарный состав глинистого вещества дресвяников. Термограмма отличается малой интенсивностью низкотемпературного эндотермического эффекта и большим экзотермическим пиком при 380°, скорее всего связанным со сгоранием проникших по трещинкам гумусовых веществ, а также с окислением закисного железа гидробиотита.

Гидратация пеннина и серицита выражается в значительноменьшей степени.

Мощность нижней дресвяной зоны элювия не меньше 2—3 м. Более высокие горизонты степного элювия по гранитам можно наблюдать в пределах Зерендинского массива.

Элювий гранитов Зерендинского массива. Зерендинский гранитный массив представляет собой крупную, слабовсхолмленную возвышенность. Склоны холмов пологие, покрыты сплошным травяным покровом и разрозненными сосново-березовыми лесными участками. В силу этого элювиальные продукты хорошо сохраняются от эрозии. Современный элювиальный чехол в этом районе плащом покрывает вершины и склоны сопок и имеет почти сплошное распространение. Скальные выходы встречаются чрезвычайно редко. Обычно они представлены плотными, устойчивыми к выветриванию породами.

Характерный разрез верхних, глинисто-дресвяных горизонтов современного степного элювия на гранитах был описан в выемках строящейся дороги в районе пос. Савинка. Рыхлый чехол в районе пос. Савинка имеет следующее строение (снизу вверх).

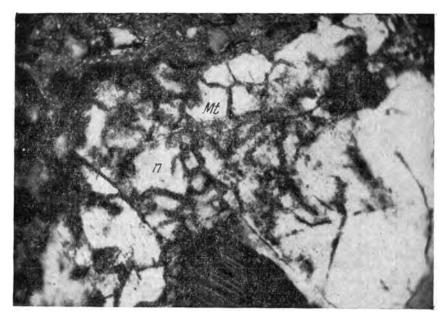
| | _ | | | | | | | | | | | | | | | | | | | ность, <i>сж</i> |
|---------|---------|-----|---------|-----|-------|------|-------|------|------|------|----|------|------|-----|------|------|------|-------|----|------------------|
| 1. (| Сильно | выв | етре. | лые | : гра | ани: | гы, і | пре | врац | ценн | ые | В 3 | елен | юва | TO-C | еры | e, i | иног, | да | |
| слегка | побурел | ъе, | ры | хлы | er. | лин | исть | ıė , | дрес | вяни | ки | . Ве | ерхн | ие | горі | изон | ты | час | то | |
| карбона | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | 100 |
| | Желтова | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| вании | | | - J I - | | | | | | | | | | | | • | | | | | 20-30 |
| | T | | | | | | | | | | | - | | | | | | | | 10-30 |
| U. 1 | IUIDa | • | | • | • | | | | | • | • | | | • | | | | | | 10-00 |

Истинная мощность гранитных дресвяников много больше 1 м, так как плотные и даже слабо выветрелые граниты в разрезе не видны.

Изучение выветрелых гранитов глинисто-дресвяной зоны под микроскопом показало, что их минеральное вещество подвергается здесь значительным изменениям, которые сводятся к растрескиванию одних и замещению глинистым веществом других зерен. В отличие от нижней дресвяной зоны в верхних горизонтах элювия наряду с биотитом начинают разрушаться плагиоклазы и роговые обманки. Зерна кварца и калиевых полевых шпатов помимо растрескивания никаких других изменений не претерпевают.

Биотит в верхней зоне степного элювия изменяется по тому же плану, как и в нижней дресвяной зоне. Отличие заключается в значительно большей интенсивности выветривания. Свежие и слабо затронутые выветриванием чешуйки с $Ng^7 = Nm' = 1,659$; Np' = 1,591; $\dot{N}g$ — -Np' = 0.068 встречаются редко. Обычно удается наблюдать биотит, который в результате реакций гидратации и гидролиза разбухает в объеме и распадается на отдельные волокна. Как обычно, первая стадия изменения биотита сопровождается окислением входящего в решетку биотита закисного железа и выпадением бурого железистого пигмента и окислов титана. Показатели преломления биотита при переходе в гидробиотит падают до Nm=1,573-1,566. Следующей стадией изменения биотита является переход гидробиотита в чешуйчатые, иногда волокнистые, продукты, которые легко отличаются от гидробиотита более светлой окраской, уменьшением плеохроизма и более низкими показателями преломления, значение которых падает до Ng'=1,562; Np'=1,541; Ng'-Np'=0,021. Скорее всего на этой стадии выветривания происходит преобразование гидробиотита в вермикулит.

В наиболее сильно измененных участках кристаллографические формы биотита, а вместе с этим плеохроизм, теряются совершенно. Это знаменует собой следующую стадию выветривания — переход вермикулита в монтмориллонит. Все три указанные выше стадии преобразования удается наблюдать в одном зерне выветривающегося биотита.



Фиг. 22. Сетчато-монтмориллонитизированный (*Mt*) плагиоклаз (*П*) в элю вии гранитов (пос. Савинка) (шл. 120-4, увел. 140, николи скрещены)

Роговые обманки на первых стадиях выветривания в результате окисления закисного железа буреют. Показатели преломления их постепенно снижаются от Ng'=1,674; Np'=1,654; Ng'-Np'=0,020 в свежих разностях до Nm=1,573 в выветрелых. При дальнейшем выветривании роговые обманки замещаются зеленовато-бурыми высоко интерферирующими дисперсными глинистыми продуктами с Nm=1,555-1,530, близкими по оптическим свойствам конечным продуктам выветривания биотита. Скорее всего это минерал из группы монтмориллонита. Глинистые продукты выветривания роговых обманок обычно развиваются вдоль многочисленных трещинок, в результате каждое зерно выветрелой роговой обманки распадается на массу мельчайших угловатых обломков, сохраняющих оптические свойства мало измененного минерала. Полное замещение зерен роговых обманок глинистым веществом удается наблюдать значительно реже.

Плагиоклазовые зерна, отвечающие по составу альбит-олигоклазу (Nm=1,537), в глинисто-дресвяной зоне элювия начинают замещаться бурыми, высоко интерферирующими тонкодисперсными глинистыми продуктами с Nm=1,532-1,530 монтмориллонитового состава. Замещение плагиоклаза глинистым веществом идет очень неравномерно, главным образом по трещинкам либо по краям зерен, иногда захватывая все зерно полностью (фиг. 22). Все же процесс разрушения плагиоклазов происходит относительно слабо. В элювии сохраняются в большом количестве свежие или почти свежие плагиоклазы, лишь разбитые сетью микротрещин. Монтмориллонит развивается непосредственно по свежему плагиоклазу без промежуточной стадии серицитизации.

Указанные выше полные ряды стадийного изменения минералов в элювии встречаются нечасто. Выветривание каждого отдельного минерала находится на какой-нибудь начальной стадии, либо минерал остается почти свежим. В элювии наиболее отчетливо проявляется процесс гидратации слюд, в частности биотита, и в меньшей степени монтморил-

лонитизация биотита, роговых обманок и плагиоклазов. Поэтому суммарный состав глинистой фракции, выделенной из верхней, глинистодресвяной зоны элювия гранитов, обнаруживает смешанный гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав. На рентгенограмме насыщенного глицерином глинистого вещества, выделенного из элювия (табл. 31), помимо базальных рефлексов d/n=20.1; 17,7 и 10,3 kX монтмориллонитовых и гидрослюдистых минералов, имеется рефлекс d/n=7.3 kX, как будто бы свидетельствующий о присутствии в исследуемом веществе каолинита. Однако природа этого рефлекса неясна. Возможно, что появление каолинита в элювии обусловлено разложением серицита и мусковита.

Таблица 31 Дебаеграмма гидрослюдисто-монтмориллонитового глинистого вещества (фракция < 0,001), выделенного из степного элювия гранитов пос. Савинка (обр. 120-4)

| Ориентированный насыщенный | | | рованный ленный | Ориенти насыш | рованный (енный | Ориентированный прокаленный | | |
|-------------------------------|------|----|--------------------|------------------|--------------------|--------------------------------|-------|--|
| 1 | d/n | I | d/n | 1 | d/n | I | d/n | |
| | 20,1 | | - | 8 | 3,55 | | _ | |
| 0 ш. | 17,7 | | | 4 | 3,35 | 4 | 3,34 | |
| 2 | 10,3 | 10 | 10,0 | | - t | 5 | 3,17 | |
| 5 | 8,9 | | - | 3 | 2,96 | | - | |
| 6 | 7,3 | | | 0,5 | 1,997 | | - | |
| 1 | 5,9 | | - | 1 | 1,917 | | - | |
| | - | 2 | 4,9 | 1 | 1,664 | 1 | 1,666 | |
| 4 | 4,48 | | _ | 0,5 | 1,535 | | I _ | |

Глинистое вещество, выделенное из верхней зоны элювия гранитов пос. Савинка, имеет Ng'=1,585; Np'=1,558; Ng'-Np'=0,027 и содержит 0,19-0,26% Na_2O и 1,26-1,39% K_2O . Термограмма глинистого вещества из дресвяно-глинистой зоны элювия (см. фиг. 21, кривая 3) в отличие от глинистого вещества, выделенного из дресвяной зоны (см. фиг. 21, кривая 2), характеризуется заметным низкотемпературным эндотермическим эффектом и сокращением экзотермического пика, связанного с окислением остаточного закисного железа.

В верхних горизонтах элювия наблюдается маломощный и не выдержанный по простиранию карбонатный иллювиальный горизонт. В пределах этого горизонта карбонатное вещество по трещинам и микротрещинкам проникает в выветрелые граниты и интенсивно воздействует на контактирующие минералы, корродирует и часто замещает их полностью. В результате этого выветрелые и карбонатизированные участки гранитов совершенно теряют микроструктуру гранита, хотя в макрообразцах и в обнажении структура материнской породы вполне отчетлива. Карбонатное вещество иллювиального горизонта представлено серым пелитоморфным кальцитом. Количество его в иллювиальгоризонте достигает 2,3% и больше. Появление карбонатного вещества в элювии не связано с разложением силикатного материала самих гранитов, поскольку граниты бедны кальцием (не более 2,2%; Четвериков, 1956) и выветривание в условиях семиаридного климата умеренной зоны идет далеко не достаточно для полного высвобождения даже такого легко выщелачивающегося при гидролизе силикатов элемента, как Са. Появление карбонатного иллювиального горизонта среди

элювия гранитов объясняется садкой карбоната кальция из высачивающихся на поверхность, обычных для степной зоны гидрокарбонатно-кальциевых грунтовых вод.

Гидратация некоторой части минералов, входящих в состав гранитов, сопровождается увеличением объема, что в свою очередь является причиной возникновения сильных механических напряжений внутри породы. Этим напряжениям и напряжениям, обязанным расклинивающему действию тончайших водных пленок в микротрещинках среди отдельных минеральных зерен и по стыкам между зернами, скорее всего и обязана общая дезинтеграция породы в нижних горизонтах элювия. Ослабление прочности породы в верхних горизонтах элювия прогрессирует вследствие появления глинистых новообразований. В результате граниты в верхних горизонтах элювиального слоя разрушены до состояния глинистой дресвы, легко рассыпающейся при неосторожном прикосновении в песок. Физическое состояние степного элювия гранитов иллюстрируется табл. 32.

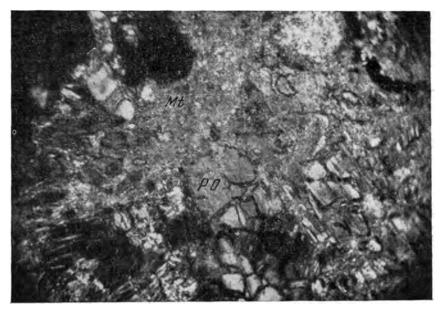
Таблица 32 Гранулометрический состав современных элювиальных дресвяников гранитов курорта Боровое и у пос. Савинка

| | Содержание фракции, % | | | | | |
|----------------------|-----------------------|------------------------------|--------------------------------|--|--|--|
| Размер частиц, мм | Дресвяная зона | Дресвяно-гли- нистая зона | Карбонатны й иллювий | | | |
| <i></i> | курорт Боровое | пос. Са | винка | | | |
| | обр. 118-1* | обр. 120-4 | обр. 120-4а | | | |
| >1 | 64,9 | 55,1 | 61,23 | | | |
| 1-0,5 | 8,7 | 8,0 | 6,82 6,71 | | | |
| 0,5-0,25 | 9,4 | 8,2 | | | | |
| 0,25-0,1 | 7,5 | 10,1 | 7,13 | | | |
| 0,1-0,05 | 3,6 | 7,0 | 5,00 | | | |
| 0,05-0,01 | 2,4 | 3,7 | 2,50 | | | |
| 0,01-0,001 | 2,4 | 5,7 | 5,05 | | | |
| <0,001 | 1,1 | 2,2 | 3,20 | | | |
| Карбонатность, % | 0 | 0 | 2,36 | | | |
| Состав глинистой | 1 . | | | | | |
| фракции (<0,001) | Гидрослюда | Гидрослюда+м | онтмориллонит | | | |
| Ng' | 1,594 | 1,585 | -1,57 2 | | | |
| Np' | 1,574 | 1,558- | -1,550 | | | |
| Ng' - Np' | 0,020 | 0,027 | -0,022 | | | |

* См. табл. 2.

Подобного типа дресвяники на гранитах развиты в степной зоне Северного Казахстана очень широко. В частности, они были описаны в районе поселков Многосопочная и Адыкбай, у пос. Айдабуль и в других районах.

Интересный элювий на амфиболитах и гранито-гнейсах описан в 8 км к юго-западу от Щучинска в выемках строющейся дороги Щучинск — Златополье. Элювий плащеобразно покрывает склоны и вершины хорошо выраженных в рельефе сопок. Мощность его колеблется в зависимости от состава пород, но, по-видимому, не превышает 1,5—2,5 м. Плащеобразный характер покрова и развитие его на разных геоморфологических уровнях свидетельствуют о молодом возрасте процессов выветривания.



Фиг. 23. Выветрелые амфиболиты; PO — роговая обманка, Mt — монтмориллонит (пос. Щучинск) (шл. 119-8, увел. 110, николи скрещены)

Элювий амфиболитов пос. Щучинск. Амфиболиты, образованные главным образом роговой обманкой с небольшой примесью калиевых полевых шпатов, плагиоклазов, биотита, эпидота и единичными зернами кварца, в верхних горизонтах элювия превращены в зеленоватую рыхлую дресвяно-глинистую массу. Элювиальное изменение амфиболитов в конечном счете идет по тому же плану, что и в описанных выше гранитах.

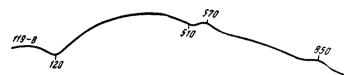
Наиболее сильно изменены роговые обманки. Зерна роговой обманки в свежих амфиболитах окрашены в зеленый цвет и обладают ясным плеохроизмом. В элювии роговые обманки растрескиваются по трещинкам спайности, обесцвечиваются и замещаются тонкодисперсными, высоко интерферирующими буроватыми глинистыми продуктами (фиг. 23). Показатели преломления минералов при этом падают от Ng'=1,674; Np'=1,650; Ng'-Np'=0,024 в свежей роговой обманке до Nm=1,552-1,548 в выветрелой обесцвеченной и, наконец, до Ng'=1,553; Np'=1,526; Ng'-Np'=0,027 у бурых глинистых продуктов выветривания. Судя по показателям преломления, глинистые продукты выветривания роговых обманок имеют монтмориллонитовый состав, что подтверждается также данными термического анализа (фиг. 24).

На первых стадиях выветривания замещение роговых обманок глинистым веществом идет по трещинкам спайности. В результате каждое зерно распадается на множество мелких зернышек со всеми присущими роговой обманке оптическими свойствами. Часто глинистым веществом замещается все зерно полностью, при этом вторичные продукты выветривания сохраняют форму первичного зерна, а иногда интерференционную окраску и характер погасания роговой обманки, однако лишены плеохроизма. Выветривание идет очень неравномерно, в результате в элювии наряду с полностью преобразованными зернами встречается много почти свежих роговых обманок.

В табл. 33 приведены химические анализы отобранной под бинокуляром свежей роговой обманки и образованного за счет ее выветривания монтмориллонита.

Из таблицы видно, что выветривание роговых обманок в условиях степного климата сопровождается образованием магниевого ферримонтмориллонита с отношением SiO_2 : (Al, Fe)₂O₃=3,3.

Преобразование роговых обманок в монтмориллонит сопровождается выносом SiO_2 (молекулярное отношение $SiO_2:Al_2O_3$ меняется от 8,1



Фиг. 24. Термокривая монтмориллонита, образовавшегося за счет выветривания роговой обманки

до 5,2), выщелачиванием оснований, особенно кальция [отношение SiO_2 : (RO+R₂O) увеличивается в 3 раза], гидратацией [отношение H_2O^+ : (RO+R₂O) изменяется от 0,33 до 2,9, т. е. увеличивается почти в 9 раз] и, наконец, окислением закисного железа (коэффициент окисления увеличивается в 45 раз). Часть окисленного закисного железа

Таблица 33 Химический состав (%) роговой обманки и глинистых продуктов ее выветривания (обр. 119-8)

| Окислы | Роговая обманка | Глинистые продукть выветривания роговой обманки |
|--|-----------------|---|
| SiO ₂ | 45,50 | 46,27 |
| TiO_2 | 0,46 | 0,31 |
| Al_2O_3 | 9,55 | 15,17 |
| $\mathrm{Fe_2O_3}$ | 6,86 | 13,44 |
| FeO | 8,17 | 0,33 |
| МпО | 0,31 | 0,11 |
| CaO | 10,67 | 1,48 |
| MgO | 11,83 | 5,12 |
| Na ₂ O | 1,73 | 0,46 |
| K₂O | 1,08 | 0,89 |
| H ₂ O ⁺ | 3,14 | 9,02 |
| H ₂ O- | 0,55 | 5,90 |
| CO_2 | 0,23 | 0,34 |
| C C | 0,09 | 1,13 |
| Сумма | 100,21 | 99,98 |
| SiO_2 : (Al, Fe) ₂ O ₃ | 5,55 | 3,3 |
| $\mathrm{Al_2O_3}:\mathrm{Fe_2O_3}$ | 2,18 | 1,76 |
| $SiO_2:Al_2O_3$ | 8,1 | 5,2 |
| $\operatorname{GiO}_2: (\operatorname{RO} + \operatorname{R}_2\operatorname{O})$ | 1,45 | 4,5 |
| CaO: Al ₂ O ₃ | 2,09 | 0,18 |
| $R_2O^+: (RO + R_2O_3)$ | 0,33 | 2,9 |
| $Fe_2O_3:FeO$ | 0,37 | 16,8 |
| Ng' | 1,674 | 1,553 |
| Np' | 1,650 | 1,526 |
| Ng'—Np' | 0,024 | 0,027 |

остается в решетке новообразованного монтмориллонита, что регистрируется повышением в нем по отношению к исходной роговой обманке количества Fe_2O_3 , а небольшая часть выносится из элювия. Содержание железа в глинистых продуктах выветривания по отношению к содержанию его в исходной роговой обманке в пересчете на молекулярное количество Fe_2O_3 уменьшается всего на 0,14.

Плагиоклазы, представленные альбит-олигоклазом (Nm=1,535), встречаются лишь в отдельных участках породы. В элювии заметных изменений плагиоклазы не претерпевают, отмечается только слабая гидратация развитого по плагиоклазу серицита.

Биотит, так же, как и плагиоклаз, распространен неравномерно. В элювии биотит гидратируется, распадается на отдельные волокна и в дальнейшем переходит в бурые высоко интерферирующие глинистые продукты вермикулит-монтмориллонитового состава. Бурые гидроокислы железа в местах, обогащенных биотитом, по трещинкам пропитывают породу, в результате чего элювий в этих участках буреет.

Эпидот, кварц и редкие зерна калиевых полевых шпатов в элювии сстаются без изменения. В верхних горизонтах элювия вдоль мелких трещин появляются пелитоморфные выделения карбонатов, часть из которых, несомненно, образовалась за счет кальция из выветривающихся роговых обманок. В элювии карбонаты ведут себя довольно агрессивно, корродируя и замещая без особого разбора как свежие, так и выветрелые минералы.

Физическое состояние элювиально измененных амфиболитов иллюстрируется табл. 34.

Таблица 34 Гранулометрический состав выветрелых амфиболитов района Щучинск—Златополье (обр. 119-8)

| Размер частиц, мм | Содержание фракции, % | Размер частиц, мм | Содержание фракции, % |
|----------------------|--------------------------|----------------------|--------------------------|
| >1 | 1,2 | <0,001 | 9,9 |
| 1-0,5 | 1,8 | Состав глинистой | Магниевый ферри |
| 0,5-0,25 | 2,7 | фракции (<0,001) | монтмориллони |
| 0,25-0,1 | 6,9 | Ng' | 1,553 |
| 0,1-0,05 | 28,6 | Np' | 1,526 |
| 0,05-0,01 | 27,7 | Ng'-Np' | 0,027 |
| 0,01-0,001 | 21,2 | | |

Амфиболиты почти нацело состоят из легко выветривающихся роговых обманок, поэтому их элювий отличается значительно более тонким механическим составом, чем элювий гранитов.

Элювий гранито-гнейсов пос. Щучинск. Плотные гранито-гнейсы, развитые среди амфиболитов и состоящие из кварца, полевых шпатов и биотита, под воздействием современного выветривания в элювиальном слое распадаются на глыбы, затем на крупный щебень размером 20—25 см и, наконец, близ поверхности на мелкий щебень и угловатую дресву в тонком суглинистом материале. Каждая в отдельности щебенка в элювии остается плотной. Никаких заметных под микроскопом изменений, связанных с выветриванием в ней, не наблюдается. Щебень обычно бывает покрыт налетом желтоватого кальцита. На вершинах сопок маломощный щебенчато-дресвяный элювий гнейсов по мере образования непрерывно смывается, и на поверхности, среди сплошь задернованных и лишенных кореиных выходов склонов, видны гривки

слабо выветрелых скальных пород. Обращает на себя внимание сравнительно слабое проявление процессов выветривания на описываемых породах. В аналогичных условиях граниты образуют рыхлые дресвяники мощностью в несколько метров, тогда как мощность элювия гнейсов, включая и зону глыбового элювия, вряд ли превышает 1 м. Конечные продукты выветривания гранитов отличаются также значительно большей дисперсностью. Причиной разной интенсивности процессов выветривания гранитов и гнейсов не может служить разница в минералогическом составе или степени раскристаллизованности породы, так как те и другие породы содержат один и тот же набор породообразующих минералов.

В данном случае резко выявляется роль структуры породы в процессе образования дресвяного элювия. Бластические структуры гнейсов со сложными взаимными прорастаниями минеральных зерен придают породе значительно большую устойчивость к агентам выветривания, чем более простая кристаллически зернистая структура гранитов. Сложные неровные контакты между отдельными зернами в метаморфизованной породе, по-видимому, препятствуют образованию межконтактовой микротрещиноватости, т. е. трещиноватости, которая в гранитах появляется в первую очередь в связи с приповерхностной разгрузкой внутренних механических напряжений. Отсутствие разветвленной сети микротрещин препятствует проникновению в выветривающиеся породы пленочной воды и, таким образом, затрудняет ход физико-химических процессов начальных стадий выветривания.

Элювиальный щебень гнейсов перекрывается желтоватыми элювиально-делювиальными карбонатными слабопористыми суглинками, переполненными щебнем и мелкими обломками гнейсов. Суглинки пропитывают верхние горизонты элювия, благодаря этому контакт между элювиальным щебнем и покрывающими суглинками не всегда достаточно ясный.

Элювий песчаников в районе г. Атбасара. Характерной особенностью ландшафта на широте г. Атбасара является почти полное отсутствие на поверхности щебенчатых образований. Склоны и вершинки сопок покрыты сплошным чехлом элювиально-делювиальных суглинков и в настоящее время в большинстве случаев распаханы. Отдельные плитки и щебень песчаников встречаются изредка лишь на вершинках крутых гривок, в выбросах глубоких сурчинных нор или под пластами перевернутой плугом почвы. Мощность покровных образований обычно очень невелика. Часто покровные суглинки вообще отсутствуют, и темные степные почвы развиваются непосредственно на рыхлом элювии коренных пород.

Исследование элювия показывает, что плотные песчаники и алевриты под воздействием современных процессов выветривания в степной зоне, близ поверхности, распадаются на рыхлую дресву, а часто и на отдельные песчинки. Выветривание уже в самых нижних горизонтах элювия, еще среди сравнительно плотных пород, сопровождается полным выщелачиванием карбонатов из цементной массы. Хорошим примером такого рода образований может служить элювий, развитый на зеленых плитчатых, горизонтальнослоистых тонкозернистых песчаниках верхнего палеозоя у с. Полтавка, в районе г. Атбасара.

Свежие песчаники отличаются большей плотностью, с трудом ломаются молотком. Они состоят из кварца и полевых шпатов с редкой примесью биотита. Цемент базальный или выполнения пор. Представлен зеленым, не плеохроирующим, низко интерферирующим хлоритом с Nm = 1,596 и кальцитом. В подчиненном количестве среди цемента встречаются чешуйки, образованные высоко интерферирующим, слабо

плеохроирующим хлоритом. В цементной массе наблюдаются многочисленные хлопьевидные выделения гидроокислов железа и титана.

В самых нижних горизонтах элювия песчаники по трещинам отдельности распадаются на ровные плитки, площадью в несколько квадратных дециметров. Эти плитки используются местным населением для строительных целей. При внимательном рассмотрении на свежем изломе отчетливо видно, что поверхность плиток на глубину порядка 1,0—2,0 см слегка разрыхлена и отличается от неизмененного ядра буроватым цветом. Разрыхление поверхностного слоя плиток почти не отражается на общей плотности породы. Выветрелая каемка иногда захва-

Таблица 35
Гранулометрический состав верхних горизонтов современного элювия песчаников у с. Полтавка (обр. 124-5)

| Размер частиц, мм | Содержание фракции % |
|----------------------|-------------------------|
| >3 | 63,8 |
| 31 | 9,5 |
| 10,5 | 4,1 |
| 0,5-0,25 | 3,9 |
| 0,25-0,1 | 8,9 |
| 0,1-0,05 | 5,8 |
| <0,05 | 4,0 |

тывает все поверхности плиток, иногда же развивается на верхней и боковых поверхностях и отсутствует на нижней плоскости. Очень часто нижняя поверхность плиток бывает поналетом белесого Микроскопическое изучение нижних горизонтов элювия показывает, что на первых стадиях выветривания, которое и знаменует появление этих каемок, происходит полное выщелачивание кальцита цементной массы. Одновременно начинают окисляться и гидратироваться хлориты. Часть выщелоченного кальцита осаждается тут же, образуя налеты на плоскостях отдельности песчаника, а тонкий железистый пигмент окисляющихся хлоритов придает окраску выветрелым каемкам.

Дальнейшее выветривание сопровождается равномерным побурением и расслоением песчаников по слоистости на тонкие (до 1,0—2,0 мм) ломкие плитки, плитчатый щебень и пластинчатую дресву. У самой поверхности выветрелые, расслоенные на листоватые плитки песчаники рассыпаются на отдельные песчинки при легком растирании пальцами. Физическое состояние выветрелых песчаников иллюстрируется табл. 35.

Таблица иллюстрирует природное состояние верхних горизонтов элювия. Легкое растирание выветрелых пород резиновым пестиком намного сокращает процент содержания грубых фракций.

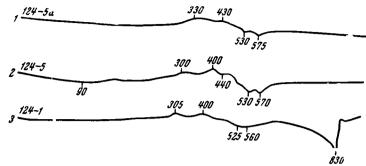
Дезинтеграция выветрелых песчаников помимо расклинивающего действия тонких водных пленок объясняется полным выщелачиванием кальцита, а также гидратацией и окислением хлоритов цементной массы. Этот процесс иллюстрируется термическим анализом (фиг. 25, кривые 2 и 3). Кривая 2, характеризующая выветрелые песчаники, отличается от кривой 3, отражающей состав свежей породы, отсутствием эндотермической остановки при 830°, связанной с присутствием в породе кальцита, и слабо намечающимся низкотемпературным минимумом.

Выветривание хлоритов и переход их в джефферизит, как обычно, сопровождается выделением небольшого количества гидроокислов железа и, соответственно, незначительным понижением показателей преломления измененного хлорита до $Ng'=1,592;\ Np'=1,576;\ Ng'-Np'=0,016$. Термограмма выделенного из рыхлого элювия джефферизита (см. фиг. 25, кривую 1) характеризуется слабым проявлением термических эффектов.

Терригенные частицы, слагающие песчаники, в частности плагиоклазы, участками замещаются тонкодисперсным глинистым веществом. Биотит гидратируется.

Нижняя граница разрыхленных, выветрелых песчаников ступенчатая и обычно проходит по кровле более устойчивых к выветриванию пропластков. Мощность элювия порядка 1 м.

Разрыхленный элювий перекрывается черной гумусовой почвой, которая развивается непосредственно на элювии без промежуточного слоя



Фиг. 25. Термограммы, иллюстрирующие процесс современного степного выветривания песчаников (с. Полтавка)

1 — джефферизит, выделенный из верхних горизонтов элювия (фракция <0,001); 2 — выветрелый песчаник из верхних горизонтов элювия; 3 — свежий песчаник</p>

делювиальных суглинков, а потому очень близка по составу выветрелым песчаникам и отличается от них только содержанием органики. Мощность почвенного слоя 0,3 м.

Продукты ближайшего переотложения элювия

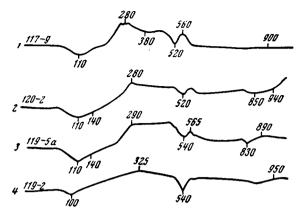
Сплошной дерновый покров и сравнительно слабо расчлененный рельеф в степной зоне Казахского нагорья препятствуют сносу элювиального материала и накоплению делювия. Тот материал, который все же участвует в современном делювиальном процессе, образуется за счет переотложения верхних, переработанных почвенными процессами горизонтов элювия, окрашен гумусом в темно-серый или черный цвет и переполнен корешками отмерших или ныне живущих растений, т. е. практически сливается с почвой. Реже под маломощной гумусовой почвой развиты серые или бурые щебенчато-глинистые суглинки. Сплошные делювиальные шлейфы, укрывающие склоны пологих сопок, сложенных с поверхности выветрелыми породами, образованы именно такими суглинками. В их составе четко отражается состав и характер переработанных процессами выветривания материнских пород. Мощность таких суглинков на склонах сопок не превышает 0,2—0,5 м.

В районах с достаточно сильно расчлененным рельефом, например на склонах сильно разрушенных выветриванием и лишенных сплошного дернового покрова останцовых гранитных сопок курорта Боровое, делювиальные процессы проходят более интенсивно. Формирующиеся здесь в настоящее время делювиальные шлейфы имеют мощность: 50—60 см на склонах и больше 1,0 м у подножия сопок. Делювиальные шлейфы образованы малогумусовыми бурыми суглинками. Их поверхность либо не несет почвенного чехла вообще, либо прикрыта маломощной, слаборазвитой почвой.

В степной зоне Казахского нагорья имеются и более древние делювиальные шлейфы, прикрытые хорошо развитой почвой черноземного или серого лесного типа. Без специально поставленных геоморфологических наблюдений в поле отличить их от современных образований часто бывает трудно,

Современные и молодые суглинки, образованные за счет ближайшего переотложения продуктов выветривания в степной зоне Казахского нагорья, отличаются от аналогичных образований полупустынь прежде всего меньшим содержанием гравийного материала. Суглинки обычно обогащены карбонатом кальция, хотя нередко встречаются бескарбонатные разности. В большинстве случаев бескарбонатны, например, суглинки, образованные за счет переотложения элювия гранитов курорта Боровое. Часто бескарбонатными бывают покровы маломощных, обогащенных гумусом суглинков, образованных за счет переотложения переработанного почвенными процессами, хорошо дренируемого элювия карбонатных песчаников. Другими словами, карбонатность суглинков обусловлена наличием источников карбоната кальция, какими являются карбонатные или легко выветривающиеся и содержащие в достаточном количестве кальций силикатные породы, например амфиболиты, и сочетанием благоприятных геоморфологических условий для садки карбонатов. Карбонатное вещество обычно тесно ассоциирует с глинистым цементом суглинков, количество которого находится в таких же процентных отношениях к общей массе породы, как и в суглинках полупустынных районов.

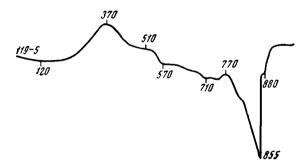
Характер обломочной части суглинков зависит от состава материнской породы. Суглинки, образованные за счет переотложения продуктов выветривания устойчивых к выветриванию пород, имеют более грубый состав. На легко выветривающихся породах суглинки тонкие. Состав делювия отражает состав коренных пород. За счет ближайшего переотложения выветрелых гранитов образуется делювий, состоящий из угловатых песчаных и гравийных обломков разрушенных гранитов, зерен кварца и полевых шпатов, роговых обманок, биотита; в делювии разрушенных выветриванием амфиболитов преобладают зерна роговой обманки с примесью обломков полевых шпатов и кварца и т. п. Зерна легко выветривающихся минералов, особенно алевритового размера, часто сильно выветрелые. Это особенно касается чешуек биотита, хлорита и роговых обманок. Биотит и хлорит обычно гидратированы, что выражается в потере ясных кристаллографических форм у чешуек биотита и в повышении интерференционных окрасок у хлоритов. Роговые обманки в делювии по трещинкам спайности растрескиваются и замещаются тонкодисперсным глинистым веществом. В результате каждое зерно роговой обманки при самом ближайшем переносе распадается на массу мельчайших угловатых обломков. Выветрелые алевритовые частички железосодержащих минералов в малогумусных суглинках, окисляясь, приобретают бурую окраску и совместно с бурым коллоидным глинистым веществом придают отчетливый бурый тон всей породе. Фракции песчаного размера $(>0,25 \ {\it мм})$, за редким исключением, представлены слабо выветрелым материалом и особой роли в окраске породы не играют. Цемент суглинков, обычно базального типа или выполнения пор, состоит из глинисто-карбонатной массы. Глинистое вещество цемента представлено чешуйчатыми или колломорфными продуктами гидрослюдистого и гидрослюдистомонтмориллонитового состава с преобладанием гидрослюды с Ng'==1,582-1,562; Np'=1,560-1,550; Ng'-Np'=0,022-0,012. Термическая характеристика глин, выделенных из цемента суглинков, приведена на фиг. 26. Глинистое вещество цемента (фракция <0,001), особенно в суглинках, лишенных карбонатов, часто образует хорошо раскристаллизованные каемки вокруг крупных обломочных зерен. Появление таких каемок очень характерно для делювиальных отложений. Скорее всего они возникают в процессе транспортировки материала по склону в результате взаимного притяжения разноименно заряженных глинистых коллондов и обломков силикатных пород. Карбонатное вещество самым тесным образом ассоциирует с глинистой составляющей цемента и представлено тончайшим пелитоморфным кальцитом (фиг. 27), который иногда равномерно распределен в цементе суглинков, а иногда образует ясно выраженные неправильные сгустки. Бросается в глаза сильная



Фиг. 26. Термограммы глинистого вещества (фракция <0,001), выделенного из цемента суглинков, образованных за счет ближайшего переотложения элювия различных пород в степной зоне

1-2— гидрослюдисто-монтмориллонитовое глинистое вещество из делювия гранитов (поселки Боровое, Зеренда); 3— гидрослюдисто-монтмориллонитовое глинистое вещество из делювия амфиболитов (пос. Шучинск); 4— гидрослюда из делювия гнейсов (пос. Шучинск)

коррозия обломочных зерен цементной массой. В результате в делювии сохраняются лишь наиболее крупные обломки поступающего из элювия материала. Мелкие частицы различного состава метасоматически замещаются цементной массой почти полностью. О былом присутствии зерен в таком случае свидетельствуют хорошо видные под микроскопом:



Фиг. 27. Термограмма карбонатизированных суглинков, образованных за счет ближайшего переотложения элювия амфиболитов (пос. Щучинск)

их силуэты. Особенно сильно явление коррозии и замещения обломочных зерен наблюдается в участках цементной массы, обогащенной кальцитом. Корродирующую роль, несомненно, играет и глинистое вещество цемента, хотя оно само так же, как и алевритовые частицы, часто замещается кальцитом. В результате делювиальные суглинки степной зоны в отличие от аналогичных образований полупустынь и холодлых высокогорных районов резко обеднены тонким алевритом. Такая

особенность субаэрального диагенеза степных делювиальных суглинков умеренного климата должна быть учтена при рассмотрении генезиса лёссов — пород, как известно, имеющих в основном тонкоалевритовый состав.

Конкретное представление о характере суглинков, образованных за счет ближайшего переотложения элювия определенных типов пород в степной зоне Северного Казахстана, дает табл. 36.

Таблица 36 Состав элювиально-делювиальных суглинков, образованных за счет ближайшего переотложения современного элювия различных по род в степной зоне северной части Казахского нагорья

| |] | | Co | одержание фракц | ии, % | | |
|--|-------------------------|-------------|------------|--|--|---|--|
| . Размер частиц, | | На гранита | x | На амфиболи- | На гранито- | На песчаниках | |
| мм | Боровое | Зерендинс | кий массив | тах | гнейсах | Tiu nee iunnax | |
| | обр. 117-9 | обр. 120-3 | обр. 120-2 | обр. 119-5а | обр. 119-2 | обр. 124-7 | |
| >3 | 7,20 | 13,50 | 9,75 | 0,8 | 25,40 | 2,74 | |
| 3—1 | 21,30 | 15,50 | 13,40 | 4,65 | 14,00 | 10,10 | |
| 1-0,5 | 20,00 | 7,75 | 7,90 | 3,93 | 8,80 | 6,92 | |
| 0,5-0,25 | 18,60 | 6,00 | 7,00 | 4,26 | 6,63 | 6,24 | |
| 0,25-0,1 | 12,60 | 8,25 | 9,00 | 10,11 | 6,85 | 11,10 | |
| 0,1-0,05 | 2,87 | 9,00 | 9,50 | 16,00 | 6,64 | 29,20 | |
| 0,05-0,01 | 6,08 16,10 | | 12,10 | 10,05 | 6,57 | 17,80 | |
| 0,01-0,001 | 7,00 | 7,80 | 8,00 | 9,95 | 9,15 | 12,00 | |
| <0,001 | 4,35 | 6,20 | 5,35 | 8,95 | 12,3 0 | 3,88 | |
| Карбонат- | · | , | ' | | | | |
| ность, % | Нет | 9,90 | 18,00 | 31,30 | 3,66 | Нет | |
| ков | Состав облом. Угловатые | | · | Роговые об- манки, поле- вые шпаты, кварц | Обломки грани- то-гнейсов с при- месью выветрелых обломков амфибо- литов | Разрыхленные об- ломки пссчаников и отдельные песча- ные зерна этих пес- чаников, масса ор- ганических остат- ков (до 4% от ве- са породы) | |
| Состав глини- стой фракции .(<0,001) | Гидрослю | рда + монтм | риллонит | Гидрослюда+ монтмориллонит | Гидрослюда | Гидрослюда + джефферизит | |
| Ng' | 1,582 | 1,573 | 1,571 | 1,562 | 1,564 | 1,580 | |
| Np' | 1,560 | 1,561 | 1,555 | 1,550 | 1,550 | 1,558 | |
| Ng'—Np' | 0,022 | 0,012 | 0,016 | 0,012 | 0,014 | 0,022 | |

СОВРЕМЕННЫЙ ЭЛЮВИЙ ЛЕСО-ЛУГОВО-СТЕПНОГО ПОЯСА В ГОРАХ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Климат

Благодаря своему географическому положению и значительным абсолютным высотам горы Средней Азии характеризуются чрезвычайной пестротой географических ландшафтов. В зависимости от экспозиции склонов и абсолютной высоты местности горные ландшафты меняются от пустынь и полупустынь до альпийских лугов и вечных снегов. В общую картину распределения вертикальных поясов вносят значительное усложнение особенности орографии и геоморфологический характер отдельных районов: на одной и той же высоте в горах расположены то вечные снега, то альпийские луга, то степи и пустыни; некоторые ландшафтные пояса могут выпадать при этом совершенно (Чупахин, 1958).

Несмотря на существенные климатические различия отдельных районов для всей горной области в целом характерна резкая континентальность и сухость климата. В распределении осадков значительную роль играют экспозиции склонов и абсолютные высоты местности. Высокие холодные хребты образуют барьер, который конденсирует влагу. Влага приносится господствующими западными ветрами, поэтому склоны хребтов, обращенные на юго-запад, запад и северозапад, получают втрое и вчетверо больше осадков, нежели противоположные склоны. Количество осадков значительно возрастает с высотой. предгорных равнинах Средней Азии выпадает осадков 100 мм/год, на высоте 500-700 м-уже 300-400 мм/год, а выше 1000 м при благоприятной экспозиции склонов количество осадков может увеличиваться до 1000 мм/год. Высокие поперечные хребты перехватывают значительное количество влаги, в связи с чем лежащие за ними высокие нагорья очень бедны осадками. Таким образом, Восточный Памир, закрытый с запада хребтом Академии наук, несмотря на абсолютные высоты порядка 3600—3700 м, получает всего 60 мм годовых осадков. Такая же картина наблюдается на западной оконечности Иссык-Кульской долины (100 мм), в верховьях р. Нарына и т. п.

Пояс наибольшего увлажнения в горах лежит на высотах порядка 1200—3000 м. Высота влажного пояса зависит от относительной влажности воздушных масс и, в конечном счете, от температуры воздуха. При низкой зимней температуре конденсация начинается на меньшей высоте, чем летом, поэтому высоту 1500 м можно считать поясом зимних, а 3000 м — поясом летних осадков. Абсолютные высоты влияют на характер распределения осадков по сезону. В предгорьях на высоте до 500—600 м максимум осадков, как и в окружающих пустынях, приходится на март, в средневысотной зоне — на апрель, в высокогорной зоне — на лето. Весенние дожди в горах, задерживающих западные ветры, часто носят ливневый характер и служат причиной возникновения разрушительных «селей». В высокогорной зоне большее количество осадков выпадает в виде снега.

Относительная влажность воздуха в горах выше, чем в пустынях: зимой 70—80%, летом 30% и ниже. Значительное количество влаги выпадающих осадков теряется путем стока.

Распределение температур находится в зависимости от рельефа, экспозиции склона, широты и абсолютной высоты местности. В летние месяцы с поднятием на каждые 100~m происходит падение температуры на 0.6° . На одной и той же высоте климат плоскогорий более континентален и сух, чем климат высоких хребтов. Склоны южной экспозиции теплее северных и т. п. Безморозный период в предгорьях (Ташкентский оазис, 479~m) — 206~дней, в низкогорной полосе Заилийского Алатау — (825~m) — 173~дня, в Центральном Тянь-Шане (2031~m) — 143~дня, наконец, на Памире (3653~m) — 56~дней. Суточные амплитуды поверхности скальных горных пород достигают нередко 60° и более (Суслов, 1954).

Поясное распределение ландшафтов в горах Средней Азии определяет различный ход процессов выветривания в разных ландшафтно-географических поясах. Пустынный и полупустынный элювий низких поясов и элювий высокогорных холодных пустынь, а также продукты выветривания альпийского и субнивального и нивального горных поясов были рассмотрены в соответствующих главах выше. Здесь попытаюсь привести краткую характеристику процессов современного выветривания в пределах субальпийского и лесо-лугово-степного (влажного) горных поясов.

Субальпийский и лесо-лугово-сгепной горные пояса, в зависимости от высоты, условий экспозиции, увлажнения и рельефа, представляют

собой комплекс лугов, кустарниковых зарослей, лиственных и еловопихтовых лесов, арчевников, степных участков и скальных обнажений с щебенчатыми осыпями. Нижняя высотная граница субальпийского пояса зависит от экспозиции склонов и широты местности. На влажных северных склонах Заилийского Алатау пояс начинается на высоте 1500 м. В более сухой Алайской долине — с 3100—3200 м. Верхняя граница определяется верхним пределом древесной и кустарниковой растительности на высотах 3000—3500 м. Нижележащий лесо-лугово-степной горный пояс занимает интервал высот от 1200 до 3000 м и развит на обширных пространствах западных и периферических частей горной области.

Значительные абсолютные высоты и положение этих поясов в зоне максимальных осадков обусловливают прохладный и влажный (с годовым количеством осадков в благоприятных условиях до 1000 мм/год и более) климат, с более или менее равномерным по сезонам года атмосферным увлажнением. Субальпийский пояс, помимо того, избыточное количество влаги получает из долго тающих снежников вышележащего альпийского пояса.

Хорошие условия увлажнения способствуют широкому развитию луговой и лугово-степной растительности. Поверхность описываемых горных поясов характеризуется густым травостоем и почти сплошной задернованностью склонов. В пределах лесо-лугово-степного пояса развиваются горные черноземы и черноземовидные почвы с хорошю выраженным карбонатным горизонтом. В субальпийском поясе распространены черноземовидные, часто лишенные карбонатов, а в более сухих районах — карбонатные, похожие на светло-каштановые почвы (Суслов, 1954).

Характеристика процессов выветривания

Обильное и равномерное по сезонам года увлажнение и сплошной травяной покров в пределах субальпийского и лесо-лугово-степного горных поясов способствуют формированию и накоплению рыхлых продуктов выветривания. Элювий этих поясов является несомненным аналотом описанного выше элювия степных районов северных частей Казахского нагорья. Формирование его происходит под воздействием тех же причин, что и элювия равнинных степных пространств. Вместе с тем климатические и геоморфологические условия, в которых формируется элювий высокогорных районов, все же отличаются от таковых в степных равнинных областях. Это касается прежде всего условий. благоприятствующих образованию иллювиальных горизонтов и сохранности элювиальных продуктов на месте их образования. В пределах высокогорного пояса наибольшего увлажнения в настоящее время образуется глинисто-дресвяный элювий, обычно бескарбонатный или слабокарбонатный в субальпийском поясе и с хорошо выраженным карбонатным иллювиальным горизонтом в лесо-лугово-степном горном По сравнению с резкими угловатыми формами рельефа вышележащих холодных и нижележащих сухих поясов описываемая зона отличается мягкостью форм рельефа и почти полным отсутствием коренных выходов пород (Щукин, 1960, стр. 541). Щебенчатый элювий и развитые за счет его переотложения щебенчатые осыпи имеют в пределах субальпийского и лесо-лугово-степного поясов весьма ограниченное развитие только на очень крутых, менее влажных склонах.

Несмотря на широкое развитие современных мелкоземистых продуктов выветривания более или менее полные элювиальные профили в горных районах встречаются редко. В большинстве случаев удается наблюдать маломощные, непрерывно разрушающиеся процессами денудации

элювиальные покровы, характеризующие начальные стадии выветривания. Возраст описываемого элювия в горных районах устанавливается значительно проще, чем на равнинных пространствах. О современном ходе процесса свидетельствует широкое развитие определенного типа элювия вдоль сравнительно быстро разрушающихся крутых горных склонов, даже в нижних частях склонов речных долин, а также в местах обильных выходов грунтовых вод, ниже постоянно образующихся и долгое время тающих снежников и т. п. Убедительным доказательством современного хода процесса выветривания с образованием тон-

глинисто-дресвяных продуктов служит элювий, развитый на хлоритовокремнистых сланцах, из которых сложены стены караван-сарая Таш-Рабат, по-строенного в XV в. (Бар-1943; тольд, Бернштам. 1945) в верховьях одноименной реки, на юго-западном окончании хребта Атбаши, на высоте 3120 м над уровнем моря.

Элювий гранитов Гиссарского хребта и хребта Терскей-Алатау. Примером современного элювия субальпийского и лесо-луговостепного горных поясов могут служить гранитные дресвяники, описанные в среднем течении р. Барскаун хребта Терскей-Алатау на

Таблица 37

Гранулометрический состав современных элювиальных гранитных дресвяников влажного пояса горных районов Средней Азии

| | Содержание фракции, % | | | | | | | |
|----------------------|------------------------|---|----------------|--|--|--|--|--|
| Размер частиц, мм | Субальпийс пояс (р. | Лес лугово- степной горный пояс (р. Варзоб) | | | | | | |
| 1 | обр. 149-4 * | обр. 149-5 * | обр. 159-3 * | | | | | |
| >3 3—1 | 71,7 | 66,7 | 39,00 34,40 | | | | | |
| 1-0,5 | 7,6 | 8,3 | 9,20 | | | | | |
| 0,5-0,25 | 6,9 | 8,0 | 5,90 | | | | | |
| 0,25-0,1 | 5,8 | 7,4 | 6,05 | | | | | |
| 0,1-0,05 | 3,2 | 4,1 | 3,00 | | | | | |
| 0,05-0,01 | 2,2 | 2,5 | 1,63 | | | | | |
| 0,01-0,001 | 1,7 | 2,1 | 0,50 | | | | | |
| <0,001 | 0,9 | 0,9 | 0,32 | | | | | |

* См. табл. 2.

высоте 2600 м и на левом берегу р. Варзоб, выше кишлака Гушяра в Гиссарском хребте, на высоте 1590—1600 м. В обоих случаях элювий развивается на очень крутых склонах, поэтому тонкие продукты выветривания непрерывно уносятся, и в коренном залегании сохраняются лишь элювиальные дресвяники начальных стадий выветривания. Микроскопическое изучение этих дресвяников показывает большое сходство их друг с другом и с дресвяниками нижних горизонтов степного элювия, описанных, например, в районе курорта Боровое в Северном Казахстане.

Дезинтеграция гранитов обусловлена появлением массы микротрещин, секущих отдельные минералы и развивающихся вдоль стыков между минеральными зернами. Появление микротрещин, помимо расклинивания водными пленками, обязано процессам гидратации биотита. Гидратированные чешуйки биотита отличаются золотистым цветом, расчленяются по краям на отдельные волокна и волнообразно изгибаются. Гидратация биотита сопровождается выделением небольшого количества гидроокислов железа. Некоторые участки выветрелых гранитов по многочисленным микротрещинкам пропитываются кальцитом. Других изменений в дресвяниках не наблюдается.

Дезинтеграция гранитов в дресвяной зоне достигает довольно значительной степени. Выветрелые граниты легко распадаются на дресву и отдельные песчинки при легком сдавливании пальцами.

Мощность выветрелых гранитов от 0 до 1 м и несколько более.

Некоторое представление о гранулометрическом составе гранитных дресвяников лесо-лугово-степного и субальпийского горных лоясов дает табл. 37.

Элювий метаморфических сланцев р. Анзоб, Гиссарского хребта. Глинисто-дресвяный элювий сланцев нижнего палеозоя был описан на северном склоне Гиссарского хребта, по левому берегу р. Анзоб, несколько выше пос. Анзоб, на высоте порядка 2200 м, в пределах верхней части лесо-лугово-степного горного пояса. Зона развития глинисто-дресвяного элювия в эгом районе очерчена на более низких высотных отметках полупустынным поясом с развитием элювия щебенчатого типа, который дает начало многочисленным осыпям. Граница сухого и влажного пояса довольно резкая. Переход в более влажный климатический пояс характеризуется появлением густого травяного покрова. Склоны и вершины гор сглаживаются, почти пропадают осыпи. Повсюду просачиваются мелкие роднички, в результате рыхлые продукты выветривания нередко нарушены оползнями.

Глинисто-дресвяный элювий сланцев плащом покрывает склоны гор почти до самой зоны нетающих летом снежников, т. е. захватывает и субальпийскую зону. Материнские породы, за счет которых развивается элювий, сильно дислоцированы и неоднородны по составу, потому полной профиль выветривания подобрать трудно. Однако общее строение элювия рисуется вполне отчетливо.

Свежие породы представлены плотными зеленоватыми, кремнисто-полевошпатово-хлоритовыми в кремнисто-полевошпатово-хлоритово-серицитовыми сланцами, часто сильно обогащенными рутилом. В нижних горизонтах элювия сланцы распадаются на угловатые плитки и щебень, которые вверх по разрезу уменьшаются в размере и разрыхляются до такого состояния, что легко растираются в пыль (табл. 38).

Таблица 38 Гранулометрический состав верхних горизонтов современного элювия сланцев в разрезе р. Анзоб

| _ | Содержание | фракции, % | _ | Содержание фракции, % | | | |
|-------------------------|--------------|--------------|--------------------------------|-----------------------|-------------|--|--|
| Размер частиц, мм | обр. 157-5 | обр. 157-12 | Размер частиц, мм | обр. 157-5 | обр. 157-12 | | |
| >1 1—0,5 | 39,3 3,9 | 24,4 | <0,001 Состав глинистой | 5,1 Гидрослюда и | 3,6 | | |
| 0,5-0,25 0,25-0,1 | 5,2 6,8 | 8,3 11,5 | фракции (<0,001) <i>Ng'</i> | | 1,588 | | |
| 0,1-0,05 | 8,9 | 6,5 | Np' | 1,577 | 1,566 | | |
| 0,05—0,01 0,01—0,001 | 10,0 20,8 | 16,7 24,3 | Ng'-Np' | 0,023 | 0,022 | | |

Выветрелые сланцы слегка светлеют и приобретают характерный шелковистый блеск.

В верхних горизонтах разрыхленного элювия сланцев отчетливо прослеживается маломощный карбонатный иллювиальный горизонт.

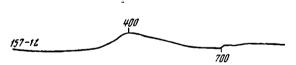
В связи с неоднородностью породы и различным положением выветривающихся сланцев в рельефе мощность элювия неодинакова и колеблется от 0 до 3—4 м.

Микроскопические исследования выветрелых сланцев показывают, что их дезинтеграция объясняется главным образом изменением хлорита и серицита, которые в элювии гидратируются и переходят в высоко двупреломляющие джефферизиты и гидрослюды с характерными для этих минералов рефлексами d/n=14,4 и 10,0 kX (табл. 39). На фиг. 28 приведена термограмма джефферизита, выделенного из верхних горизонтов элювия сланцев. На кривой, как обычно, отсутствуют заметные

Дебаеграмма гидрослюдисто-джефферизитовой глины, выделенной из современного элювия сланцев р. Анзоб (обр. 157-12)

| Ориент нась | гированный мщенный | Ориент прок | гированный аленный | | гированный щенный | Ориен про | тированный саленный |
|----------------|-----------------------|----------------|-----------------------|-----|----------------------|--------------|------------------------|
| I | d/n | 1 | d/n | , | d/n | I | d/n |
| 4 | 14,4 | 5 | 14,6 | 2 | 2,275 | 1 | 2,257 |
| 1 0 | 10,0 | 9 | 10,2 | 2 | 2,144 | 1 | 2,132 |
| 10 | 7,2 | 9. | 7,2 | 1 | 2,089 | 0,5 | 2,081 |
| 6 | 5,0 | 5 | 5,0 | 7 | 2,001 | 7 | 1,987 |
| 6 | 4,7 | 4 | 4,8 | | _ | 0,5 | 1,933 |
| | <u> </u> | 0,5 | 4,54 | 1 1 | 1,898 | 1 | 1,877 |
| 0,5 | 4,28 | | - | 1 | 1,836 | 1 | 1,818 |
| 0,5 | 3,88 | 0,5 | 3,89 | 1 1 | 1,731 | 1 | 1,718 |
| | _ | 0,5 | 3,74 | 4 | 1,659 | 4 | 1,646 |
| 10 | 3,58 | 9 | 3,59 | 0,5 | 1,607 | | _ |
| 10 3 | 3,34 | 10 | 3,34 | 3 | 1,572 | 3 | 1,560· |
| 1 | 3,22 | 1 | 3,19 | 3 | 1,517 | 3 | 1,522 |
| 5 | 3,01 | 4 | 3,00 | 0,5 | 1,4564 | 1 | 1,4972 |
| 5 | 2,85 | 4 | 2,85 | 0,5 | 1,4230 | | - |
| | | 1 | 2,78 | 2 | 1,3945 | 1 | 1,3916 |
| 0,5 | 2,69 | | | 3 | 1,3538 | 3 | 1,3471 |
| 2 | 2,59 | 2 | 2,57 | 1 1 | 1,3392 | 1 | 1,3340 |
| 2 3 | 2,497 | 3 | 2,497 | 1 | 1,3003 | | - |
| 2 | 2,398 | 1 | 2,388 | K I | | | 1 |

эндотермические эффекты и выделяется лишь экзотермический пик при 400°, характерный для минералов, содержащих закисное железо. Сланцы в верхних горизонтах элювия приобретают вид разрыхленной глинистой брекчии. Тем не менее сланцеватая структура материнской породы в обнажении остается отчетливо видной.



Фиг. 28. Термограмма джефферизита, выделенного из верхних горизонтов современного элювия сланцев (р. Анзоб)

Аналогичный элювий наблюдался на северном склоне Алайского хребта южнее г. Ош на водораздельных грядах между реками Акбура и Талдык, в пределах лесо-лугово-степного горного пояса.

Элювий сланцев водораздела Акбура — Талдык в Алайском хребте. В этом районе так же, как и в предыдущем случае, прежде всего бросается в глаза весьма незначительное развитие щебенчатых осыпей. Даже очень крутые склоны покрыты густым травяным или травяно-кустарниковым покровом на рыхлом субстрате, из-под которого местами выступают отдельные скальные останцы или гривки выветрелых до дресвы пород палеозоя. В выемках горной дороги, ведущей на отгонные

пастбища в верховьях р. Кырк-Кичик, видно, что склоны гор от дна долины до их верхних частей, на вертикальном интервале порядка 500 м (на абс. выс. 2500—3000 м), плащеобразно покрыты глинисто-дресвяным элювием. Элювиальный чехол в какой-то мере повторяет все неровности рельефа, но обычно имеет большую мощность во влажных депрессиях и пологих долинках, развитых на склонах, и сходит на нет на сухих скальных останцах, у подножия которых видны маломощные щебенчатые осыпи. Мощность элювия колеблется от 0 до 2 м.

Элювий развит на различных палеозойских породах, в частности на темно-зеленых, сильно рассланцованных и развальцованных хлоритово-кремнистых и хлоритово-слюдисто-кремнистых сланцах и песчаных аргиллитах. В наиболее полных разрезах наблюдается ясная зональность элювия (снизу вверх).

| | | | | \ | 1ощі | ность, <i>см</i> |
|---|---|------|------|----|------|------------------|
| 1. Плотные темно-зеленые сланцы, постепенно переходят | В | дрес | свян | ый | И | |
| глинисто-дресвяный элювий | | | | | | 0100 |
| 2. Светлый карбонатный иллювиальный горизонт | | | | | | 0100 |
| 3. Почва | | | | | | 6080 |

Значительно реже описываемая зональность нарушается выпадением или, чаще, сокращением по мощности карбонатного горизонта. Нередко на более крутых склонах можно наблюдать почти полное отсутствие глинисто-дресвяной зоны. В этом случае карбонатный иллювиальный горизонт опускается вплсть до слабо измененных пород.

Дезинтеграция породы уже в нижних горизонтах элювия сланцев происходит в результате гидратации хлоритов и слюд и перехода их в высоко двупреломляющие джефферизиты и гидрослюды. Выветрелые породы глинисто-дресвяной зоны элювия сильно разрыхлены и в результате неравномерного хода выветривания приобретают брекчиевидную структуру. Наряду со сравнительно плотными участками в этой зоне много сильно выветрелых, рассыпающихся в пыль обломков пород. Физическое состояние элювия на этой стадии выветривания иллюстрируется табл. 40. Брекчиевидная структура элювия несколько выше по

Таблица 40 Гранулометрический состав современного элювия палеозойских сланцев в верховьях р. Кырк-Кичик

| | Сод | ержание фракции | ı, % | | | | |
|---------------------------------------|---|---|--------------|--|--|--|--|
| Размер частиц, мм | Выветрелый сланец из гли- нисто-дресвяной зоны | Выветрелые сланцы из иллю- виального горизонта | | | | | |
| · · · · · · · · · · · · · · · · · · · | обр. 109-4 * | обр. 109-6 • | обр. 109-8 * | | | | |
| >1 | 15,7 | 12,6 | 18,5 | | | | |
| 1-0,5 | 4,9 | 3,4 | 3,4 | | | | |
| 0,5-0,25 | 7,0 | 4,6 | 4,6 | | | | |
| 0,25-0,1 | 7,8 | 4,8 | 6,3 | | | | |
| 0,1-0,05 | 8,8 | 6,4 | 8,7 | | | | |
| 0,05-0,01 | 10,2 | 7,4 | 7,7 | | | | |
| 0,01-0,001 | 25,6 | 25,8 | 14,1 | | | | |
| <0,001 | 15,7 | 20,5 | 13,1 | | | | |
| Сарбонатность, % | 4,3 | 14,5 | 23,6 | | | | |
| Состав глинистой фракции (<0,001) | Дже | Джефферизит и гидрослюда | | | | | |
| Ngʻ | 1,587 | 1,582 | 1,579 | | | | |
| Np' | 1,562 | 1,555 | 1,558 | | | | |
| Ng'-Np' | 0,025 | 0,027 | 0,021 | | | | |

профилю выветривания, уже в пределах иллювиального горизонта, еще больше подчеркивается появлением многочисленных ветвящихся и сетчатых прожилков светло-серсто карбоната. Иллювиальный горизонт отличается весьма значительной степенью карбонатизации. Содержание карбоната достигает в иллювиальном горизонте 41,0%. Выветрелая карбонатизированная порода приобретает своеобразный облик пористого щебенчатого лёссовидного суглинка.

Микроструктура материнской породы в иллювиальном горизонте теряется почти полностью, однако в крупных образцах и в обнажениях первичная сланцеватая структура материнских пород видна отчетливо.

Карбонат иллювиального горизонта метасоматически замещает вещество первичной породы и представлен мельчайшими изометрическими зернами кальцита с Nm=1,658-1,662, а чаще — войлокообразными скоплениями иголочек люблинита. Среди полей развития пелитоморфного кальцита и люблинита нередко наблюдаются ветвящиеся трубочки или их обломки, образованные округлыми, радиально погасающими зернами кальцита с Nm=1,662, размером 0,09-0,15 мм в диаметре. Последние представляют собой замещенные кальцитом клетки субаэральных водорослей. В количественном отношении к общей массе карбоната иллювиального горизонта кальцит водорослей находится в резко подчиненном положении. Обычно скопления известковых водорослей наблюдаются в верхних частях иллювия под почвой.

В табл. 41 приведен химический состав карбонатного вещества иллювиального горизонта. Следует обратить внимание на то, что столь значительная мощность и интенсивность карбонатизации в пределах

Таблица 41 Химический состав (%) карбонатной части иллювиального горизонта среди элювия сланцев в верховьях р. Кырк-Кичик (обр. 109-8)

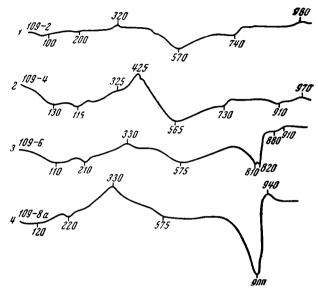
| Порода | М. н. о. | R ₂ O ₃ | CaO | MgO | CO2 | P ₂ O ₅ | Сумма | CaCO ₃ | Ca ₈ (PO ₄) ₂ | СаО (избыток) | МgО (избыток) |
|--|----------|-------------------------------|-------|------|-------|-------------------------------|-------|-------------------|---|------------------|------------------|
| Выветрелый карбонати- зированный сланец | 43,94 | 7,25 | 24,11 | 0,87 | 18,06 | 0,11 | 94,34 | 41,08 | 0,24 | 0,96 | 0,87 |

иллювиального горизонта не могут быть объяснены возникновением кальцита за счет выветривания небогатых кальцитом кремнисто-хлоритовых и хлоритово-слюдисто-кремнистых сланцев и песчаных аргиллитов. Нельзя объяснить появление такой мощной илловиальной зоны и современными почвенными процессами. Сплошные выделения мельчайших изометрических кристаллов кальцита и войлокообразного люблинита среди элювия сланцев, несомненно, обязаны отложению карбоната кальция из гидрокарбонатно-кальциевых грунтовых вод.

Взаимоотношение хемогенного карбоната и карбонатного вещества водорослей в элювии свидетельствует о том, что периоды отложения их не разорваны во времени. Иногда удается наблюдать, как округлые зерна кальцита водорослей развиваются среди сплошных войлокообразных выделений люблинита, используя материал этих выделений; в других случаях, водоросли по краям несут следы растворения и замещения иголочками люблинита.

На фиг. 29 приведены данные термического анализа пород из различных горизонтов элювия сланцев верховьев р. Кырк-Кичик. Кривая 1 характеризует исходный материал свежих сланцев, кривая 2 — вывет-

релые сланцы глинисто-дресвяной зоны; на ней, в отличие от предыдущей, видны слабые низкотемпературные эндотермические эффекты гидратированных хлоритов и слюд и сильный экзотермический пик при 425°, который появился, скорее всего, в результате окисления закисного железа джефферизитов и сгорания отложившегося по трещинкам органического геля почвенных коллоидов. Кривые 3 и 4 характеризуют



Фиг. 29. Термограммы пород из элювия сланцев (р. Кырк-Кичик)

1- свежий хлоритово-кремнистый сланец; 2- выветрелый сланец из глинисто-дресвяной зоны; 3-4- выветрелые сланцы иллювиального горизонта

иллювиальный горизонт элювия. Основное отличие этих кривых от кривой 2 заключается в появлении эндотермического минимума при 820—900°, который свидетельствует о наличии в исследуемом материале кальцита.

Термический анализ показывает, что исходная порода в элювии, несмотря на эначительное изменение физического состояния, существенного минералогического изменения не претерпевает.

Элювий сланцев перевала Акбеит хребта Атбаши. По аналогичному плану проходят процессы выветривания сланцев и в условиях высокогорных холодных степей. Элювий изучался на юго-западном окончании хребта Атбаши, у перевала Акбеит, на высоте ≈3280 м. Юго-западное окончание хребта Атбаши, в месте пересечения его Нарынским трактом, так же как и некоторые другие районы Внутреннего Тянь-Шаня, отличается не совсем обычной последовательностью вертикальных климатических поясов. Главной особенностью вертикальной климатической зональности подобных районов является резкая смена сверху вниз нивального и субнивального поясов холодными высокогорными степями. В высокогорной степной зоне развивается глинисто-дресвяный элювий, за счет ближайшего переотложения которого образуются делювиальные лёссы. Материнской породой элювия в данном случае являются зеленоватые серицито-хлоритово-полевошпатово-кварцевые слабокарбонатные и обогащенные рутилом метаморфические сланцы силура, аналогичные сланцам, описанным выше в разрезе р. Анзоб. Близкий характер имеют и продукты выветривания этих сланцев.

Плотные сланцы у перевала Акбеит близ поверхности распадаются по плоскостям сланцеватости и трещинкам отдельности на глыбы и щебень; одновременно происходит разрыхление и слабое осветление щебня, хотя основной тон окраски породы остается без изменения.

Верхние горизонты элювия, образованные сильно разрыхленными выветрелыми сланцами, сохраняя обычную структуру материнской породы в целом, пропитываются тонкодисперсными продуктами выветривания, представленными гидратированными и слабо окисленными чешуйками хлоритов, серицита и обломками пород с сеткой белого порошковатого карбоната, который образует отчетливый иллювиальный горизонт мощностью 20—30 см. Карбонатное вещество ведет себя достаточно агрессивно, растворяя и корродируя вмещающую минеральную массу. В пределах иллювиального горизонта, который особенно хорошо развит в нижних частях склонов, выветрелые сланцы приобретают характерную макропористость, которая совместно с ветвящимися порами плохо разложившихся корешков растений придает верхним горизонтам элювия лёссовидный облик и делает их весьма схожими с нижним щебенчатым горизонтом развитого на них лёссового делювия. В верхних и средних частях склонов карбонатный иллювиальный горизонт среди элювия сланцев менее отчетливо выражен, и верхние горизонты элювия представлены, как правило, слабокарбонатными или бескарбонатными разрыхленными до пылеватого состояния и побурелыми сланцами. Карбонаты, содержащиеся в свежих сланцах, выщелачиваются и переносятся на более низкие отметки склона, где и отлагаются в виде упомянутого иллювиального горизонта. Мощность выветрелых сланцев 2—3 м.

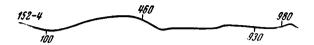
Механический состав верхних горизонтов элювия характеризует табл. 42.

Таблица 42 Гранулометрический состав современного элювия сланцев у перевала Акбеит

| | Содер | жание фракции, | % | | |
|-----------------------------------|---|---|-----------------|--|--|
| Размер частиц, мм | Глинисто- дресвя- ная зона (нижние горизонты) | Глинисто-дрєсвяная зона (верхние горизонты) | | | |
| | обр. 152-3 | обр. 152-4 | обр. 178-16 | | |
| >1 | 56,6 | 52,7 | 5,3 | | |
| 1-0,5 | 3,7 | 3,6 | 1,0 | | |
| 0,5-0,25 | 8,8 | 4,9 | 1,8 | | |
| 0,25-0,1 | 12,5 | 6,4 | 4,5 | | |
| 0,1-0,05 | 5,7 | 6,2 | 15,2 | | |
| 0,05-0,01 | 2,6 | 4,1 | 19,7 | | |
| 0,01-0,001 | 3,8 | 9,8 | 26,6 | | |
| <0,001 | 1,9 | 7,3 | 11,2 | | |
| Карбонатность, % | 4,4 | 5,0 | 14,7 | | |
| Состав глинистой фракции (<0,001) | Гилромуси | ковит — джеф | Феризи т | | |
| <i>N</i> g' | 1,589 | 1,596 | 1,593 | | |
| Np' | 1,574 | 1,572 | 1,569 | | |
| Ng'-Np' | 0,015 | 0,024 | 0,024 | | |

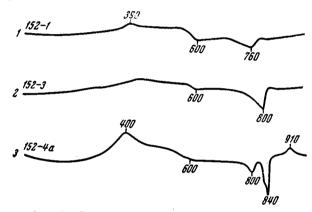
Микроскопическое изучение выветрелых сланцев показывает их полную аналогию с описанным выше элювием сланцев р. Анзоб и верховьев р. Кырк-Кичик. Выветривание приводит к гидратации и частичному окислению хлоритов и гидратации серицита. Полевые шпаты заметного изменения в элювии не претерпевают и лишь растрескиваются по

трещинкам спайности. За счет выветривания хлоритов и серицита образуются близкие по оптическим свойствам, высоко интерферирующие и лишенные ясных кристаллографических форм минералы джефферизитового и гидромусковитого состава с Ng'=1,589-1,596; Np'=1,574-1,572; Ng'-Np'=0,015-0,024. Термограмма начальных продуктов выветривания слюд и хлоритов (фиг. 30) отличается еще очень слабой дифференциацией с едва намечающимися термическими эффектами.



Фиг. 30. Термограмма гидромусковитово-джефферизитового глинистого вещества, выделенного из верхних горизонтов элювия сланцев (перевал Акбеит)

Выветривание хлоритов сопровождается выделением небольшого количества гидроокислов железа, часть которых лигментирует новообразованные дисперсные глинистые продукты, придавая им отчетливую бурую окраску.



Фиг. 31. Термограммы пород из элювия сланцев (перевал Акбеит)

1 — свежий сланец; 2 — выветрелый сланец из глинисто-дресвяной зоны; 3 — выветрелый и карбонатизированный сланец иллювиального горизонта

На фиг. 31 приводятся термические кривые из разных горизонтов элювия сланцев. Кривая 1 характеризует плотную невыветрелую породу. Кривые 2 и 3 — соответственно — выветрелые сланцы глинисто-дресвяной зоны и иллювиальный карбонатный горизонт. Термические анализы показывают обычную для молодых глинисто-дресвяных элювиальных образований картину, когда весьма ощутимые изменения физических свойств породы в элювии сопровождаются в общем незначительным минералогическим изменением породообразующих минералов. Кривая 3 отличается от кривой 1 лишь появлением экзотермического пика при 400°, связанного в данном случае главным образом со сгоранием органического вещества и отдельных мелких корешков растений. На термограммах, характеризующих выветрелые сланцы, увеличивается интенсивность высокотемпературного эндотермического эффекта при 800—840°, что регистрирует повышение количества кальцита в элювии.

На кривой 2 отсутствует, а на кривой 3 лишь намечается низкотемпературный эндотермический эффект. Отсюда видно, что хлориты и серицит в начальной стадии гидратации имеют еще достаточно крепкие связи между слоями кристаллической решетки и потому не содержат межслоевой воды.

Таблица 43 Химический состав (%) свежих и выветрелых сланцев у перевала Акбеит

| Окислы | Свежий сланец | Выьетрелый сланец из гли- нисто-дресвя- ной зоны | Выветрелый сланец иллю- виального горизонта |
|-------------------------------------|------------------|---|--|
| | обр. 152-1 | обр. 152-3 | обр. 152-4 |
| SiO ₂ | 65,54 | 66,05 | 62,25 |
| TiO ₂ | 0,81 | 0,81 | 0,85 |
| Al_2O_3 | 13,61 | 13,84 | 13,93 |
| Fe_2O_3 | 0,96 | 0,85 | 1,82 |
| FeO | 3,70 | 3,81 | 2,46 |
| MnO | 0,06 | 0,06 | 0,06 |
| CaO | 2,53 | 2,00 | 3,82 |
| MgO | 2,34 | 2,31 | 2,13 |
| Na ₂ O | 1,63 | 1,77 | 2,08 |
| K₂O | 3,68 | 3,60 | 3,38 |
| P_2O_5 | 0,18 | 0,18 | 0,18 |
| H_2O^+ | 3,21 | 2,70 | 3,27 |
| H ₂ O- | Нет | Нет | 0,46 |
| CO_2 | 1,76 | 1,38 | 2,56 |
| C | 0,07 | 0,08 | 0,40 |
| Сумма | 100,08 | 99,44 | 99,65 |
| Кварц | 33,46 | 33,56 | 29,90 |
| $SiO_2: Al_2O_3$ | 3,99 | 3,94 | 3,97 |
| CaO: Al ₂ O ₃ | 0,34 | 0,26 | 0,5 |

На табл. 43 приводятся химические анализы свежих и выветрелых сланцев. Из таблицы видно, что выветрелые породы из глинисто-дресвяной зоны по химическому составу практически не отличаются от свежих сланцев. Здесь наблюдается лишь некоторое уменьшение количества СаО и СО2 за счет выщелачивания кальцита. В иллювиальном горизонте сохраняется та же картина, но значительно увеличивается содержание СаО и СО₂. Молекулярное отношение СаО: АІ₂О₃ повышается от 0,34 до 0,5. Данные химического анализа полностью подтверждают выводы о слабом разложении материала материнских пород в элювии, сделанные на основании минералого-петрографического анализа. Выветриванием с образованием рыхлых глинисто-дресвяных продуктов, аналогичных элювию естественных склонов, захвачены стены средневекового (XV в.) караван-сарая Таш-Рабат, построенного в верховьях р. Ташрабат, на юго-западном окончании хребта Атбаши в пределах высокогорного пояса холодных степей (высота 3120 м над уровнем моря), из выходящих здесь же серицито-хлоритово-кремнистых сланцев. Этим еще раз доказывается молодой возраст описываемого элювия.

Элювий серицитизированного туфа, обогащенного пиритом (ледник Корженевского). Породы, обогащенные сульфидами, в пределах влажного пояса горных районов могут давать красноцветные продукты выветривания даже при досгаточно низких температурах. Подобный

элювий был описан у окончания одного из крайних юго-восточных языков ледника Корженевского в Заалайском хребте на высоте, несколько большей 4000 м.

Элювий образуется у края ледника на влажном крутом склоне ледникового трога, несколько выше конечной морены, на дне небольшой рытвины, по которой сочится вода тающих снежников. Выветриванием захвачены темно-серые плотные кристаллокластические рассланцованные туфы. Элювий имеет зональное строение. В самых нижних горизонтах выветрелой зоны по трешинкам отдельности порода распадается на крупные глыбы и обломки, размером до 10—20 см в диаметре, разрыхляется и постепенно, но быстро переходит в белесую или белесосерую рыхлую дресвяную, а затем глинисто-дресвяную массу, которая полностью сохраняет реликтовую сланцеватую структуру материнской породы. Верхние горизонты элювия и участки вдоль крупных трещин отдельности представлены пятнисто окрашенными красно-бурыми глинисто-дресвяными образованиями. Покраснению местами подвергаются почти плотные породы.

Туфы иногда рассечены маломощными жилками кварца. Последние в зоне гипергенеза сильно растрескиваются и по трещинам цементируются кальцитом.

Элювий пазвивается параллельно склону на глубину порядка 0,5—0,75 м. Зона развития глинисто-дресвяного элювия отличается от окружающих, покрытых щебенчатым элювием сухих склонов краснобурой окраской, отсутствием щебня и растительности.

Невыветрелый туф состоит на 50-70% из пирокластического материала, представленного обломками (преобладают 0,2-0,4 мм) кислых плагиоклазов, среди которых преобладает серицитизированный альбит с Ng'=1,536; Np'=1,525; Ng'-Np'=0.011 с небольшим количеством калиевых полевых шпатов и кварца. Цемент базального типа состоит из перекристаллизованного хлоритизированного и частично карбонатизированного пеплового материала с большим количеством тонкораспыленного пирита. Часто встречаются сильно пиритизированные пирокластические обломки.

Глыбово-пресвяная зона элювия имеет непостоянную мошность порядка нескольких десятков сантиметров. В нижних горизонтах зоны элювиальные глыбы туфа еще плотные. Выше порода постепенно переходит в рыхлые дресвяники (табл. 44), при этом окраска выветрелого туфа почти не меняется. Минералогическое преобразование вещества на этой стадии выветривания весьма незначительно и сводится к слабой гидратации хлорита основной массы и серицита плагиоклазовых обломков. Показатели преломлечия серицита при этом уменьшаются от Ng' = 1.594, Np' = 1.561; Ng' - Np' = 0.033в свежих чешvйках Ng' = 1.579; Np' = 1.564; Ng' - Np' = 0.015 у образованного за их счет гидромусковита. Интерференционные окраски выветрелого несколько повышаются.

Глинисто-дресвяная зона имеет переменную мощность, близкую к мощности глыбово-дресвяной зоны. Основная масса, сложенная хлоритом, и серицит обломков в туфах, замещаются здесь высоко интерферирующим, чешуйчатым, а впоследствии однородным по оптическим свойствам, дисперсным глинистым веществом, в результате чего очертания отдельных обломков в выветрелых туфах теряются. Глинистое вещество, выделенное из элювия, имеет смешанный гидрослюдисто (гидромусковитово) -джефферизитовый состав с Ng'=1,579, Np'=1,558, Ng'-Np'=0,021. Глинистое вещество содержит 2,76% Na₂O и 3,13% K_2 O. На его термограмме (фиг. 32, кривая I) отсутствует низкотемпературная эндотермическая остановка, что свидетельствует о слабой гидратации вещества на этой стадии выветривания. Гранулометричес-

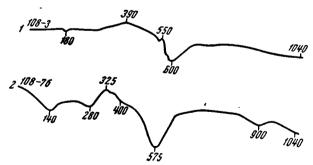
выветрелых туфов глинисто-дресвяной кий состав зоны элювия приведен в табл. 44.

Верхние горизонты элювия пестро окрашены гидроокислами железа. Часто красно-бурый железистый пигмент проникает вдоль трещин в

Таблица 44 Гранулометрический состав пород из разных зон современного элювия туфа у ледника Корженевского

| | | Содержание фракци | и, % | |
|--------------------------|-----------------------------|------------------------------|------------------------|--|
| Размер частиц, <i>мм</i> | Глыбово дре- свяная зона | Глинисто-дре- свяная зона | Пєстроцєє гная зона | |
| | обр. 108-2 * | обр. 108-3 | обр. 108-7 | |
| >1 | 49,2 | 9,6 | 1,1 | |
| 1-0,5 | 8,7 | 1,4 | 2,0 | |
| 0,5 —0,25 | 10,5 | 2,4 | 7,2 | |
| 0,25-0,1 | 9,0 | 6,4 | 12,4 | |
| 0,1-0,05 | 7,0 | 10,0 | 12,8 | |
| 0,05 —0,01 | 3,3 | 6,8 | 6,2 | |
| 0,01-0,001 | 10,2 | 28,4 | 24,0 | |
| <0,001 | 2,1 | 35,0 | 34,0 | |
| Состав глинистой фракции | | | | |
| (<0,001) | Гидрослюда | (гидромусковит) | + джєфферизит | |
| Ng′ | 1,579 | 1,566-1,579 | 1,600-1,610 | |
| Np' | 1,564 | 1,548-1,558 | 1,573—1,587 | |
| Ng'—Np' | 0,015 | 0,018-0,021 | 0,027-0,023 | |
| * См. табл. 2. | | | | |

более глубокие зоны элювия и окрашивает слабо выветрелый туф из глыбово-дресвяной зоны. Элювий пестроцветной зоны отличается большей гидратацией исходного материала (см. фиг. 32, кривую 2). Так же.



Термограммы джефферизит-гидрослюдистых глинистых продуктов (фракция <0.001), выделенных из современного элювия туфа у ледника Корженевского

1 — глинисто-дресвяная зона;
 2 — пестроцветная зона

как и в предыдущем случае, глинистое вещество, в которое превращается хлорит основной массы и серицит пирокластических обломков туфа, представлено гидрослюдой и джефферизитом (Ng'=1,600, Np'=1,573, Ng'-Np'=0.027), однако с несколько меньшим содержанием Na_2O (1,12% Na₂O и 3,13% K₂O). Гидрослюдисто-джефферизитовый состав глинистого вещества в элювии подтверждается присутствием на его

рентгенограмме характерных для хлорита и гидрослюды базальных рефлексов d/n = 14,6 и 10,0 kX (табл. 45). На рентгенограмме имеется также рефлекс d/n = 7,1 kX, свидетельствующий о присутствии в исследуемом веществе каолинита. Однако микроскопические наблюдения и данные термического анализа каолинита среди продуктов выветривания туфа не обнаружили. В том случае, когда пестроцветная зона элювия нормально заканчивает профиль выветривания, гранулометрический состав продуктов выветривания близок составу нижележащей глинисто-дресвяной зоны (см. табл. 44). Мощность пестроцветной зоны 10-20 cm.

Таблица 45 Дебаеграмма гидрослюдисто-джефферизитовой глины (фракция < 0,001), выделенной из современного элювия туфа (ледник Корженевского) (обр. 108-7)

| Ориентированный насыщенный | | | ированный аленный | Ориен нас | тированный ыщенный | Ориентированны прокаленный | |
|-------------------------------|-------|-----|----------------------|--------------|-----------------------|-------------------------------|-------|
| 1 | d/n . | I | d/n | 1 | d/n | 1 | d/n |
| 4 | 14,6 | 6 | 13,7 | 1 | 2,248 | 1 1 | 2,243 |
| 8 | 10,0 | 5 | 9,8 | 1 | 2,116 | 1 kp. { | 2,124 |
| 8 | 7,1 | | 1 - 1 | 2 | 1,983 | 2 | 2,001 |
| 1 | 4,99 | 3 | 4,9 | | | 4 | 1,933 |
| 5 | 4,7 | | | 0,5 | 1,880 | 0,5 | 1,859 |
| 0,5 | 4,52 | 9 | 4,48 | 1 | 1,813 | 0,5 | 1,807 |
| 1 | 4,22 | 0,5 | 4,17 | 0,5 | 1,713 | 1 . (| 1,699 |
| | _ | 0,5 | 3,70 | 1 | 1,639 | 2 ш. { | 1,652 |
| 10 | 3,55 | 2 | 3,48 | į | · | 0.5 | 1,613 |
| 10 | 3,34 | 10 | 3,34 | 1 1 | 1,560 | 1 '' | · — |
| 2 | 3,19 | 1 | 3,20 | 0,5 | 1,535 | 0.5 | 1,537 |
| 1 | 2,97 | 1 | 2,99 | 1 | 1,4919 | 3 | 1,497 |
| 2 | 2,83 | 2 | 2,81 | 0,5 | 1,4531 | 0,5 | 1,449 |
| 0,5 | 2,69 | | _ | 1 | 1,3873 | 11 | 1,374 |
| 2 | 2,56 | 4 | 2,57 | 1 | 1,3458 | 0,5 | 1,347 |
| 1 | 2,393 | 1 | 2,388 | 1 | 1,2873 | 1 1 | 1,294 |
| 1 | 2,363 | | - | | _ | 1 1 | 1,249 |

Интенсивное побурение верхних горизонтов элювия связано с выделением гидроокислов железа, освобождающихся при окислении распыленного в туфах пирита. Реакция происходит по следующей схеме (Келлер, 1963):

1) $2\text{FeS}_2 + 2\text{H}_2\text{O} + 7\text{O}_2 \neq 2\text{FeSO}_4 + 2\text{H}_2\text{SO}_4$.

Гидролиз FeSO₄ приводит к образованию серной кислоты и гидрозакиси железа:

2) $FeSO_4 + 2HOH \rightarrow Fe(OH)_2 + H_2SO_4$.

Гидрозакись железа неустойчива и легко окисляется до гидроокиси, которая теряет воду и переходит в лимонит

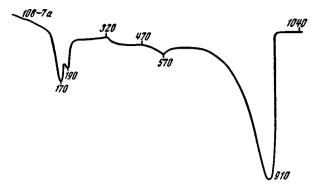
3) $4Fe(OH)_2 + O_2 + 2H_2O \rightarrow 4Fe(OH)_3$ $2Fe(OH)_3 \rightarrow Fe_2O_3 \cdot H_2O$ (лимонит) $+2H_2O$

Серная кислота быстро нейтрализуется гидрокарбонатно-кальциевыми водами элювиального слоя с образованием гипса:

4) $CaCO_3 + H_2SO_4 + 2H_2O \rightarrow CaSO_4 \cdot 2H_2O (runc) + H_2CO_3$.

В верхних горизонтах элювия гипс постоянно встречается в форме микроскопических щеточек и скоплений единичных кристалликов до 0,5 см величиной, а также образует внешнюю оболочку вокруг многочисленных в элювиальном слое мелких (0,5, реже 1 см) кальцитовых

журавчиков или вокруг выделений кальцита по трещинам раздробленных кварцевых прожилков. На фиг. 33 приведена термограмма вещества одного из гипсово-кальцитовых журавчиков. На ней отчетливо видны эндотермические эффекты при 170 и 190°, присущие гипсу, и глубокий эндотермический минимум при 910°— кальцита.



Фиг. 33. Термограмма вещества гипсово-кальцитового журавчика из пестроцветной зоны элювия туфов у ледника Корженевского

Табл. 46 показывает химический состав этих журавчиков.

Реакции окисления пирита с образованием сульфатов и гидроокислов железа являются экзотермическими, потому могут идти при низких температурах даже в пределах зоны вечной мерзлоты (Бугельский, 1962; Шварцев, 1963).

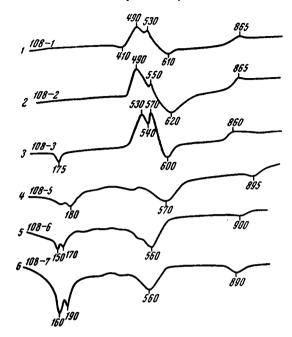
Таблица 46 Химический состав (%) гипсово-кальцитовых журавчиков из пестроцветной зоны элювия туфа у ледника Корженевского (обр. 108-7а)

| М. н. о. | R ₂ O ₃ | CaO | MgO | SO ₃ | CO ₂ | Сумма | CaCO ₃ | CaSO₄ | Mg (силикатный) | СаО (избыток) |
|----------|-------------------------------|-------|------|-----------------|-----------------|-------|-------------------|-------|--------------------|------------------|
| 34,18 | 2,14 | 33,76 | 0,43 | 3,21 | 24,16 | 97,88 | 54,91 | 5,45 | 0,43 | 0,77 |

Данные термического анализа свежих и в различной степени выветрелых туфов представлены на фиг. 34. Кривые свежей каменистой породы (1) и сильно разрыхленного туфа из верхней части глыбово-дресвяной зоны элювия (2) мало отличаются друг от друга. Исследуемые породы в массе почти не выявляют термических эффектов. На этом, в общем инертном, фоне резко выступают экзотермические скачки (490— 530—550°), связанные с разложением присутствующего в породе пирита и окислением закисного железа хлоритов. Кривая 3 характеризует выветрелый туф из глинисто-дресвяной зоны. Кривая аналогична двум предыдущим, но отличается от них наличием слабого эндотермического эффекта при 175°, который свидетельствует о появлении в элювии гидратированных глинистых минералов. Кривые 4-6 выполнены из пестроцветной зоны элювия. Все они отличаются отсутствием экзотермических пиков, что свидетельствует об отсутствии в элювии неокисленного пирита. Конфигурация кривых близка к таковой у глин гидрослюдистого (джефферизитового) состава, но кривые 5 и 6 осложнены термическими эффектами (150—170°), связанными с дегидратацией гипса, появившегося за счет разложения пирита.

Табл. 47 характеризует химический состав свежих и выветрелых туфов.

Вследствие неоднородного первичного состава выветривающихся пород картина химического преобразования туфов в зоне гипергенеза сильно усложняется. Однако из рассмотрения таблицы все же видно,



Фиг. 34. Термограммы, характеризующие процесс выветривания туфов у ледника Корженевского

1 — плотная невыветрелая порода: 2 — разрыхленный туф из верхней части глыбово-дресвяной зоны; 3 — выветрелый туф из глинисто-дресвяной зоны; 4 — выветрелый туф из пестроцветной зоны (зеленые участки); 5—6 — выветрелые туфы из пестроцветной зоны (бурые участки)

что значительное изменение физических свойств исходной породы и ее минералогического состава при элювиальном преобразовании сопровождается весьма незначительным изменением химического состава выветривающихся пород. На всех стадиях выветривания молекулярное отношение SiO_2 (за вычетом свободного кварца) к Al_2O_3 почти не меняется. Выветривание, несомненно, сопровождается выщелачиванием и частичным выносом из элювиального слоя магния и натрия. Калий входит в состав новообразованных гидрослюдистых продуктов, поэтому содержание его в элювии подвержено колебаниям, но не уменьшается.

Характерно поведение кальция. В нижних горизонтах элювия происходит вынос кальция, что выражается в постепенном уменьшении молекулярного отношения $CaO:Al_2O_3$ от 0,2 в свежей породе до 0,09 в нижних горизонтах пестроцветного элювия. В верхних горизонтах элювия отношение $CaO:Al_2O_3$ резко повышается до 0,8, т. е. увеличивается в 4 раза по отношению к исходной породе. Это знаменует резкое обогащение элювия кальцием за счет осаждения его из грунтовых вод. Приблизительно половина учтенного анализом кальция в верхних горизонтах элювия входит в состав распыленного в породе гипса. Практически же количество кальция в элювии еще больше, так как анализи-

| Окислы | Свежий туф | Выветрелый туф из глинисто- дресвяной зоны | Выветрелые туфы из пестроцветной зоны | | | |
|-------------------|------------|--|---------------------------------------|------------|--|--|
| | обр. 108-1 | обр. 108-3 | обр. 108-6 | обр. 108-7 | | |
| SiO_2 | 58,33 | 52,94 | 56,61 | 50,27 | | |
| TiO_2 | 0,76 | 0,85 | 1,09 | 0,55 | | |
| Al_2O_3 | 18,14 | 21,34 | 20,50 | 13,71 | | |
| Fe_2O_3 | 2,60 | 5,52 | 1,45 | 5,85 | | |
| FeO | 3,86 | 3,61 | 2,18 | 1,57 | | |
| CaO | 2,00 | 1,68 | 1,08 | 6,26 | | |
| MgO | 3,39 | 3,37 | 3,41 | 1,61 | | |
| MnO | 0,01 | 0,04 | 0,02 | 0,01 | | |
| P_2O_5 | 0,07 | 0,05 | 0,05 | | | |
| Na ₂ O | 4,85 | 3,58 | 2,13 | 1,19 | | |
| K_2O | 1,20 | 1,79 | 2,72 | 1,57 | | |
| $\mathrm{H_2O^+}$ | 3,13 | 4,04 | 4,98 | 4,08 | | |
| H ₂ O- | 0,30 | 1,16 | 2,73 | 5,37 | | |
| CO ₂ | 1,02 | 0,36 | Нет | 0,90 | | |
| С | 0,05 | 0,03 | 0,05 | 0,06 | | |
| Сумма | 100,17 | 100,36 | 100,54 | 100,85 | | |
| Кварц | 20,35 | 14,73 | 18,93 | 26,35 | | |
| S | 1,26 | 1,86 | 0,40 | Нет | | |
| SO ₃ | 0,10 | 0,97 | 1,49 | 7,85 | | |
| $SiO_2:Al_2O_3$ | 3,5 | 3,00 | 3,10 | 2,9 | | |
| $CaO:Al_2O_3$ | 0,2 | 0,14 | 0,09 | 0,8 | | |

руемая порода была очищена от многочисленных карбонатно-гипсовых журавчиков. За счет появления в элювии глинистых минералов и гипса увеличивается содержание конституционной и гигроскопической воды.

Колебания в содержании железа в элювиальном слое вызваны неравномерным распределением в породе пирита. Закисное железо, входящее в состав пирита и хлоритов, окисляется. Образованное за счет окисления закисного железа окисное не выносится из элювия, а высаживается в виде лимонитового пигмента.

Элювий карбонатных пород перевала Анзоб в Гиссарском хребте. Источник карбоната кальция в иллювиальных горизонтах выветрелых пород и карбонатного цемента в продуктах ближайшего переотложения элювия во влажном высокогорном поясе, так же как и в степных районах равнинных областей, становится понятен из рассмотрения современного элювия карбонатных пород. В приповерхностной зоне холодных влажных высокогорных районов карбонатные породы под воздействием атмосферных вод выщелачиваются с образованием остаточкарбонатной сыпучки. Насколько интенсивно выщелачивания карбонатных пород атмосферными водами, видно из экспериментов, проведенных в Лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР им. Ф. П. Саваренского А. А. Колодяжной (1963). Анализировалась вода свежевыпавшего снега и водные вытяжки раздробленных и просеянных через сито с диаметром отверстий 1 мм карбонатных пород после пятиминутного взбалтывания при температуре 18-20°. Соотношение твердой и жидкой фаз бралось 1:5. При взаимодействии карбонатных пород с атмосферной водой в водной вытяжке наблюдалось общее повышение всех компонентов, однако наиболее интенсивно изменялось содержание Ca^{2+} и HCO_3^- . При взаимодействии с известковым туфом содержание их увеличивалось более чем в 100 раз, а общая минерализация возрастала с 23,6 до 512 мг/л. Тип воды менялся из сульфатно-натриевого в гидрокарбонатно-кальциевый. Одновременно уменьшалась концентрация водородных ионов, и раствор приобре-

Таблица 48 Гранулометрический состав сильно выветрелых мучнистых известковых доломитов у перевала Анзоб

| Размер частиц, | Содержание фракции, % | | | | | | |
|----------------|-----------------------|------------|--|--|--|--|--|
| мм | обр. 158-6 | обр. 158-7 | | | | | |
| >3 | 38,1 | 36,6 | | | | | |
| 3—1 | 13,4 | 14,1 | | | | | |
| 1-0,5 | 9,9 | 6,2 | | | | | |
| 0,5-0,25 | 9,4 | 4,2 | | | | | |
| 0,25-0,1 | 12,5 | 9,5 | | | | | |
| <0,1 | 16,7 | 29,4 | | | | | |

тал щелочной характер. В природных условиях высокогорных районов этот процесс идет очень широко и приводит к значительной минерализации грунтовых вод. Гидрокарбонатно-кальциевые грунтовые воды на более низких отметках, в более сухих и, главтеплых районах сбрасывают CaCO₃ $\int Ca(HCO_3)_2 \rightleftarrows CaCO_3 +$ часть $+ H_2O + CO_2$, который и служит основным источником кальцита иллювиальных горизонтов. Выше, при рассмотрении элювия различных климатических зон, было описано несколько примеров образования остаточной известковой сыпучки. Здесь будет рассмотрен более сложный случай выветрива-

ния известкового доломита. Современный элювий массивных черных битуминозных известковистых доломитов палеозоя был описан у перевала Анзоб в Гиссарском хребте, на высоте около 3370 м. Выщелачивание известковых доломитов происходит в результате постоянного промывания пород холодными водами тающих снежников. Выветрелые породы в нижних горизонтах элювия распадаются на глыбы и щебень, первоначально плотные, а в дальнейшем слабо разрыхленные с мучнистой, белесой поверхностью. Еще более сильно выветрелые разности известковистых доломитов светлеют, легко ломаются руками на мелкие обломки и растираются пальцами в белесую карбонатную муку, которая местами хорошо сохраняется в элювиальном залегании, но обычно уносится текучими водами от материнской породы. Элювиальная сыпучка состоит из отдельных зерен или скоплений зерен карбоната, которые микроскопически почти не отличаются от зерен материнской породы.

Выщелачивание, особенно на первых стадиях выветривания до образования сыпучки, сопровождается частичной перекристаллизацией породы, в результате она местами приобретает микробрекчиевидную структуру.

На табл. 48 приведены данные гранулометрического состава наиболее выветрелых известковых доломитов.

Из таблицы видна весьма значительная степень дезинтеграции выветрелых пород, хотя приведенные данные несколько приуменьшены, так как крупные обломки при легком сдавливании сами распадаются в пыль.

Выветривание известковистых доломитов в данном случае аналогично процессу карстообразования, однако отличается площадным характером, т. е. выщелачивание идет близ поверхности без образования каких-либо ясно ограниченных карстовых полостей. Мощность элювия очень непостоянна и, по-видимому, в наиболее полном выражении, включая зону глыбового элювия, достигает нескольких метров.

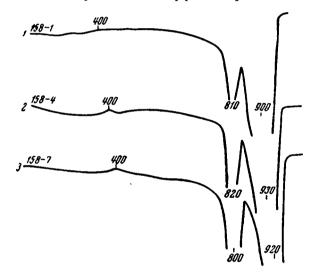
Сравнительное изучение свежих и выветрелых пород показывает, что их дезинтеграция обусловлена растворением и выносом кальцитовой составляющей известковистых доломитов. Доломитовая составляющая породы в силу меньшей скорости и величины растворимости в углекис-

лых гидрокарбонатных водах доломита, чем кальцита (Янатьева, 1950, 1954, 1955; Соколов, 1955), подвергается выщелачиванию слабее. В результате карбонатная сыпучка в отличие от свежей породы обогащается доломитом (табл. 49). Изменение минералогического характера

Таблица 49 Химический состав (%) известкового доломита и образованной за счет его выветривания доломитовой сыпучки (Гиссарский хребет, перевал Анзоб)

| Порода | М. н. о. | R ₂ O ₃ | CaO | MgO | CO ₂ | Сумма | CaCO ₃ | MgCO ₃ | СО ₂ (избыток) | Доломит | Кальцит |
|--|----------|-------------------------------|-------|-------|-----------------|-------|-------------------|-------------------|------------------------------|---------|---------|
| Известковый доломит (обр. 158-1) Доломитовая | 4,38 | 0,12 | 31,60 | 18,43 | 45,38 | 99,91 | 56,41 | 38,54 | 0,46 | 84,28 | 10,67 |
| сыпучка (обр. 158-7) | 5,52 | 0,36 | 29,09 | 19,89 | 41,59 | 96,45 | 51,92 | 41,59 | _ | 91,3 | 2,21 |

в сторону увеличения количества доломита в элювии по сравнению с исходной породой регистрируется при термическом анализе увеличением интенсивности эндотермического эффекта при 800—820° (фиг. 35).



Фнг. 35. Термограммы известкового доломита и продуктов его выветривания у перевала Анзоб

1 — свежий известковый доломит; 2 — слабо выветрелый известковый доломит; 3 — доломитовая сыпучка

Приведенный элювиальный профиль интересен не только тем, что вскрывает источник карбоната иллювиальных горизонтов в антропогеновом элювии и карбонатного цемента различных континентальных, в том числе лёссовых отложений, но и тем, что объясняет присутствие в них исключительно карбоната кальция. Хемогенные доломиты среди молодых континентальных отложений, насколько известно, до сих пор обнаружены не были. Доломит, вероятно, встречается в продуктах ближайшего переотложения элювия районов развития коренных доломитовых пород исключительно в виде терригенных обломков.

Продукты ближайшего переотложения элювия

Высокогорный влажный пояс, включая в себя различные ландшафтные зоны, все же характеризуется некоторой общностью основных условий, способствующих формированию одного типа элювия. Такими общими условиями являются, прежде всего, достаточное и равномерно распределенное по сезонам года количество осадков и положительные среднегодовые температуры. В пределах высокогорного влажного пояса формируется, как говорилось выше, глинисто-дресвяный элювий, близкий к элювию степного типа. Отличие элювия разных ландшафтных зон горных районов заключается лишь в разной интенсивности элювиального процесса и в степени развития карбонатных иллювиальных горизонтов. В соответствии с характером элювия склонов продукты его ближайшего переотложения, как правило, отличаются сравнительно тонким составом. Роль элювиальных процессов в формировании мелкоземистых склоновых отложений лесо-лугово-степного горного пояса обычно недостаточно учитывается исследователями. Это приводит к переоценке значения таких второстепенных источников накопления склонового мелкозема, как эоловая пыль или зольные остатки погибших растений (Глазовская, 1953, 1956).

Склоновые отложения — продукты ближайшего переотложения высокогорного лесо-лугово-степного (влажного) пояса — изучены недостаточно. Можно наметить лишь самые общие черты их строения.

Влажный высокогорный пояс среднеазиатских гор характеризуется почти полным отсутствием грубых валунно-щебенчатых и валунноглыбовых отложений на склонах. Этим он резко отличается от вышележащих холодных и нижележащих сухих горных поясов. Наиболее грубые разности склоновых осадков этого пояса образуются на крутых, по тем или иным причинам слабо задернованных элементах рельефа. Если не принимать во внимание редкие щебенчатые осыпи у отвесных скал, примером таких образований могут служить делювиально-осыпные шлейфы, образованные за счет размыва описанных выше выветрелых до дресвы гранитов и сланцев лесо-лугово-степного пояса Гиссарского хребта, в разрезе рек Варзоб и Анзоб и делювий, образованный за счет переотложения пестроцветного элювия пиритизированных туфов в субальпийской зоне, у ледника Корженевского. Подобные делювиальные образования обычно представляют собой плохо сортированную, слабо уплотненную или рыхлую малощебенчатую, породу, состоящую из угловатых выветрелых обломков различного размера в тонкой суглинистой или суглинисто-карбонатной массе. Они, как правило, не несут на себе почвенного покрова и окрашены в естественные цвета верхних горизонтов элювия пород, за счет переотложения которых они образовались. Состав описываемых делювиальных шлейфов точно отражает состав выветрелых коренных пород склона. Существенных диагенетических преобразований в них не отмечается. Мощность этих суглинков обычно не превышает нескольких десятков сантиметров.

На густо задернованных, даже крутых склонах в районах развития пород, слабо поддающихся выветриванию, т. е. поставляющих сравнительно небольшое количество материала, склоновые отложения представлены плохо сортированными, часто бескарбонатными, щебенчатыми рыхлыми суглинками. Суглинки имеют малую мощность, порядка 20—30 см, окрашены гумусом в серые или темно-серые тона и переполнены корешками ныне живущих растений и практически сливаются с почвой. Общая характеристика делювиальных суглинков этих двух типов приведена в табл. 50.

Все перечисленные выше склоновые образования не вызывают ни малейшего сомнения в отношении их современного возраста. Здесь

Состав делювиальных суглинков, образованных за счет ближайшего переотложения современного элювия различных пород влажного пояса высокогорных районов Средней Азии

| | | Содержание фракции, % | |
|-----------------------------------|---|--|--|
| Размер частиц, мм | Суглинки крутых почвенного | | Суглинки, переработанные, почеенными процессами |
| | на элювии гранитов | на элювии сланцев | на элювии песчаников |
| | обр. 159-4 | обр. 157-7 | обр. 150-3 |
| >1 | 73,6 | 28,10 | 10,4 |
| 1-0.5 | 5,1 | 2,57 | 0,4 |
| 0,5-0,25 | 4,4 | 2,79 | 0,5 |
| 0,25-0,1 | 4,3 | 5,07 | 1,2 |
| 0,1-0,05 | 3,2 | 7,40 | 9,1 |
| 0,05-0,01 | 3,1 | 6,36 | 20,6 |
| 0,01-0,001 | 4,4 | 10,45 | 35,7 |
| <0,001 | 1,9 | 4,06 | 22,1 |
| Карбонатность, % | 0 | 33,2 | 0 |
| Цвет | Серый | Зеленоватый | Темно-серый |
| Состав терригенной составляющей | Дресвяные обломки гранита. В алевритовой фракции много гидратированного биотита | Разрыхленные облом- ки и гидратирован- ные частицы сланцев | Отдельные зерна и выветрелые обломки песчаников. Масса хорошо разложившейся органики |
| Состав глинистой фракции (<0,001) | Гидрослюда | Джефферизит + гидро- слюда | Гидрослюда |
| Ng' | 1,589 | 1,584 | 1,577 |
| Np' | 1,567 | 1,560 | 1,554 |
| Ng'—Np' | 0,022 | 0,024 | 0,023 |

можно наблюдать непосредственное отложение новых порций свежего материала, например после только что прошедшего дождя.

Наряду с просто построенными делювиальными шлейфами, образование которых происходит буквально на наших глазах, в разных ландшафтных зонах высокогорного влажного пояса широко распространены более сложные делювиальные суглинистые шлейфы. Делювиальные шлейфы этого типа то увеличиваются по мощности у основания склонов, то выклиниваются у скальных останцов, плохо поддающихся выветриванию пород, но все же сплошным чехлом укрывают средние и нижние части склонов гор, а сами часто покрыты хорошо развитым почвенным покровом. Подобные образования формировались длительное время, однако плащеобразное залегание этих суглинков вплоть до самых нижних частей склонов и строгое пространственное соответствие развития этого типа отложений с существующими ныне физико-географическими условиями данной вертикальной зоны позволяют считать их достаточно молодыми, во всяком случае голоценовыми, и дают основание рассматривать их в этом разделе.

В различных ландшафтных зонах влажного высокогорного пояса литологический облик описываемых суглинков существенно меняется. Наиболее контрастно выглядят суглинки лесо-лугового пояса и суглинки холодных высокогорных степей. В первом случае за счет ближайшего переотложения формирующегося здесь глинисто-дресвяного элювия образуются тяжелые темно-серые или серые, в большей или меньшей степени карбонатные суглинки, во втором — палевые лёссы.

Делювиальные суглинки лесо-лугового пояса р. Кырк-Кичик Алайского хребта. Примером делювиальных образований первого типа могут служить суглинки, образованные за счет переотложения описанного выше (стр. 79) элювия хлоритово-кремнистых и хлоритово-слюдистокремнистых сланцев лесо-лугового пояса в верховьях р. Кырк-Кичик на северном склоне Алайского хребта. Делювиальные суглинки этого района формируются под воздействием достаточно влажного, без ясно выраженных сухих сезонов, прохладного климата на склонах. покрытых сплошным плотным дерновым покровом. Судя по тому, что суглинки по всей толще равномерно насыщены отмершими и хорошо разложившимися корешками растений, можно допустить, что новые порции терригенного материала при формировании этих суглинков поступали на поверхность почвы. Другими словами, перед нами очень широко распространенный среди склоновых субаэральных отложений тип делювиально-почвенных образований. Разрез рыхлых покровных образований в наиболее полном выражении имеет следующее строение (снизу вверх).

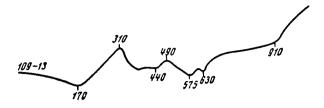
| ſ | мощность, 🗸 | ĸ |
|---|-------------|---|
| 1. Разрыхленный и карбонатизированный элювий сланцев | . до 2 | 2 |
| 2. Плотный, тяжелый, серый, отчетливо пористый карбонатный делюви | l - | |
| альный суглинок с многочисленными, хорошо разложившимися остатками ко |)- | |
| решков растений и белесыми ниточками субаэральных водорослей. В нижни | x | |
| горизонтах суглинок обогащен выветрелыми обломками и щебнем подстилаю |)- | |
| щих пород. Выше количество щебия резко сокращается | . до 1 | Ĺ |
| 3. Почвенный покров, в котором отчетливо выявляются: светлый, почт | И | |
| бескарбонатный элювиальный горизонт (0,2-0,3 м), темноокрашенный гуму | r- | |
| совый горизонт (до 0,3 м) и дерновый слой (0,1-0,2 м) | | |

Главная масса делювиальных суглинков образована мельчайшими (0,1—0,2 мм) обломками сильно выветрелых сланцев с рассеянными в ней более крупными (до 0,7 мм) песчинками сланцевого состава в тон-

Таблица 51 Состав делювиальных суглинков, образованных за счет ближайшего переотложения молодого элювия сланцев верховьев р. Кырк-Кичик

| | 1 | Содержание | фракции, % | |
|--------------------------------|-------------|------------------------|-------------------------|-----------------------|
| | | | Почвенны | й покров |
| Размер частиц, мм | Серые с | углинки | элювиальный горизонт | гумусовый горизонт |
| | обр. 109-13 | обр. 109-11 | обр. 109-10 | обр. 109-9 |
| >1 | 3,1 | 4,4 | 2,1 | 3,1 |
| 1-0,5 | 0,1 | 0,35 | 0,4 | 0,6 |
| 0,5-0,25 | 0,1 | 0,59 | 0,5 | 0,8 |
| 0,25-0,1 | 0,3 | 1,00 | 0,8 | 1,1 |
| 0,1-0,05 | 4,4 | 6,41 | 5,4 | 5,5 |
| 0,05-0,01 | 17,6 | 19,00 | 17,8 | 20,2 |
| 0,01-0,001 | 28,2 | 30,00 | 39,9 | 39,4 |
| <0,001 | 25,4 | 27,2 | 33,1 | 29,3 0 |
| Карбонатность, % | 20,8 | 11,05 | 0 | 0 |
| С _{орг} (% от фракции | | | | |
| <0,1) | Не опр. | 0,97 | 1,92 | 2,44 |
| Состав глинистой фрак- | 1 | | | |
| ции (<0,001) | ļ | Γ идрослюда $+$ | - джефферизит | |
| Ng' | 1,585 | 1,586 | 1,589 | 1,590 |
| Nρ′ | 1,562 | 1,562 | 1,565 | 1,567 |
| Ng'— Np' | 0,023 | 0,024 | 0,024 | 0,023 |

ком глинисто-карбонатно-алевритовом цементе, состоящем главным образом из угловатых обломков кварца и гидратированных слюд с редкими зернами полевых шпатов и роговых обманок и с массой плохо определимых частичек, представленных гидратированными и окисленными чешуйками хлоритов. Алевритовые частицы суглинков собраны в микроагрегаты, скрепленные глинистым цементом.



Фиг. 36. Термограмма гидрослюдисто-джефферизитового глинистого вещества (фракция <0,001), выделенного из молодого делювия выветрелых сланцев (р. Кырк-Кичик)

Гранулометрический состав суглинков приведен в табл. 51.

Коллоидальное глинистое вещество цемента тесно ассоциирует с карбонатом и в шлифах почти не просматривается. То глинистое вещество, которое удается выделить из состава суглинков, образовано за счет гидратации слюд и хлоритов и имеет смешанный гидрослюдисто-джефферизитовый состав, но с резким преобладанием гидрослюды (Ng'=1,585; Np'=1,562; Ng'-Np'=0,023; термограмма на фиг. 36).

Карбонаты, присутствующие в суглинках, представлены кальцитом (табл. 52). Отчетливо различается несколько типов кальцитовых выделений. Главную роль в генетическом отношении (хотя они и не преобладают количественно) играют хемогенные пелитоморфные выделения кальцита, переходящие по краям крупных открытых пор в скопления иголочек люблинита, Кальцит этого типа в виде небольших сгустков встречается в основной массе суглинков и инкрустирует ветвящиеся трубчатые капиллярные поры. Подобные кальцитовые выделения в генетическом отношении аналогичны кальциту мощного иллювиального горизонта подстилающего суглинки элювия сланцев (см. выше, стр. 80) и отличаются лишь меньшим масштабом проявления.

Таблица 52 Химический состав (%) карбонатной части делювиальных суглинков верховьев р. Кырк-Кичик (обр. 109-11)

| Порода | 4. н. о. | R₂O₃ | CaO | MgO | CO ₂ | Сумма | CaCO ₃ | MgCO ₃ | MgO (силикатный) | СаО (избыток) |
|------------------------------------|-----------------|------|-------|------|-----------------|-------|-------------------|-------------------|---------------------|------------------|
| Серый карбо- натный суглинок | 63,44 | 6,22 | 12,36 | 1,73 | 9,56 | 93,31 | 21,73 | Нет | 1,73 | 0,19 |

Количественно преобладает в суглинках кальцит, замещающий клетчатую ткань субаэральных водорослей. Известковые водоросли в плоском срезе шлифа имеют вид округлых радиальнолучистых или секторально гаснуших зерен кальцита, размером в среднем 0,095 мм. Подобные зерна правильными цепочками либо бесформенными скоплениями размером до 2 мм в диаметре разбросаны по всей породе. В тех редких случаях, когда единичные водоросли попадают в сгусток

пелитоморфного хемогенного карбоната, они почти нацело растворяются в нем и перекристаллизовываются. Обычно же вблизи скоплений водорослей пелитоморфные карбонаты отсутствуют. Это свидетельствует об одновременности появления этих двух форм кальцита в суглинках. По-видимому, жизнедеятельность водорослей возможна лишь при подтоке гидрокарбонатно-кальциевых грунтовых вод. Эти же воды являются источником хемогенного пелитоморфного кальцита. В верхних подпочвенных горизонтах суглинков пелитоморфные карбонаты исчезают полностью и встречаются лишь единичные особи водорослей. Еще выше, уже в пределах элювиального почвенного горизонта, карбонаты отсутствуют совершенно.

Следующей генерацией кальцита являются кальцитовые псевдоморфозы по растительной ткани полностью разложившихся корешков растений. В шлифах эти псевдоморфозы обычно не удается увидеть, так как они образованы тончайшим, легко выкрашивающимся при шлифовке кальцитом, однако они отчетливо видны на свежем изломе породы простым глазом.

Помимо перечисленных типов карбонатного вещества в суглинках встречаются кальцитовые обломки раковин моллюсков и, значительно реже, карбонатизированные обломки сланцев материнских пород склона.

Пористость в суглинках обусловлена различными причинами. Главное количество пор, не считая плохо различимых микрокапиллярных, имеют размеры 0.1-0.2 *мм* (иногда несколько больше) и заметны лишь под микроскопом. Эти поры обнаруживают самую разнообразную форму и возникли в результате неплотной упаковки угловатых и угловатоокруглых обломочных частиц и агрегатов алевритового материала основной массы породы. Некоторая часть подобных пор имеет вид ветвящихся капилляров и используется в качестве проводящих каналов для насыщающих суглинки грунтовых вод, содержащих бикарбонаты кальция. Последние в местах расширения капилляров сбрасывали часть СаСО3, который в виде пелитоморфных выделений или скоплений иголочек люблинита инкрустирует стенки пор отчетливым бордюром толщиной 0,05-0,2 мм. Карбонатное вещество в таких участках весьма агрессивно, что выражается в коррозии и растворении окружающих поры обломочных зерен. Выделяющиеся при разложении бикарбонатов пузырьки углекислоты несколько расширяют поры и придают им округлую форму.

Значительный процент макропор в суглинках имеет фитогенное происхождение. Этот тип пористости имеет вид ветвящихся трубочек диаметром 0,5—1,0 мм, со следами хорошо разложившейся, иногда частично замещенной кальцитом растительной ткани и образуется в результате разложения многочисленных корешков растений.

Некоторый, впрочем весьма незначительный, процент пор остается после испарения содержащейся в только что отложенном делювии влаги.

Серый или темно-серый цвет суглинков определяется наличием в них большого количества органического вещества. Содержание органического углерода ($C_{\rm opr}$) в процентах от фракции $<\!0,\!1$ мм достигает в суглинках $0,\!97\,\%$, постепенно увеличиваясь до $1,\!92\,\%$ в элювиальном и до $2,\!44\,\%$ в гумусовом горизонтах почвенного профиля.

Делювиальные лёссы Внутреннего Тянь-Шаня. В несколько более сухих условиях, отвечающих холодным высокогорным степям, за счет ближайшего переотложения глинисто-дресвяного элювия склонов образуются делювиальные лёссы. Современные лёссы делювиального происхождения были обнаружены в высокогорных областях Внутреннего Тянь-Шаня в горах Байдулла, у перевала Долон на высоте 2900—3150 м

и на северо-западном склоне юго-западного окончания хребта Атбаши в верховьях р. Карасу — левого притока р. Каракоюн. Лёссовый делювий развит здесь в районе перевала Акбеит и на склонах гор Ортоктау на высотном интервале от 3100—3120 до 3280—3360 м над уровнем моря. В том и другом случае развитие лёссового делювия приурочено к зоне холодных высокогорных степей, занимающих верхние части субальпийского и низы альпийского поясов.

Ниже, в относительно более сухих и теплых зонах, лёссовый делювий замещается щебенчато-пылеватыми и щебенчатыми склоновыми образованиями.

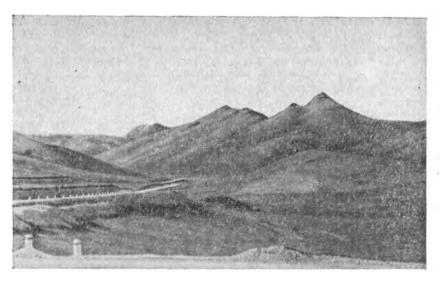
Каракоюнский район современного лёссообразования отличается суровым климатом. Ночные заморозки, когда толщина льда на поверхности непроточной воды достигала полутора сантиметров, наблюдались нами ежедневно в конце июня 1964 г. Нередко в середине лета здесь выпадает снег, который обычно сразу же тает. Многолетняя мерзлота в долинках заболоченных речек начинается уже на глубине 50-60 см. По данным В. М. Чупахина (1959б), минимальная зимняя температура поста Каракоюн, имеющего высотную отметку 2420 м, т. е. расположенного на 700 м ниже границы распространения лёссового делювия, достигает 38-40°. Летом дневная температура довольно высокая. В 1955 г. 14 июля наблюдалась температура воздуха +30°. Осадки выпадают преимущественно в весенне-летний период в виде дождей со снегом. Снежный покров слабый, и район используется в качестве зимних пастбищ. В растительном покрове доминирует разреженная типчаково-ковыльно-овсецовая степная растительность с примесью эдельвейса, мятликов, полыни, эфедры и т. п. Она развивается на горных лугово-степных (черноземовидных) почвах.

Аналогичные климатические условия характерны и для другого района современного лёссообразования у перевала Долон.

В отличие от резких угловатых форм рельефа нивального и верхней части альпийского поясов с обилием скальных выходов, лишь слегка прикрытых щебенчато-глыбовыми осыпями, пояс развития современного лёссового делювия на тех же коренных породах характеризуется плавными очертаниями вершин и склонов со сплошным развитием на склонах рыхлого глинисто-дресвяного элювия. Скальные обнажения встречаются в виде отдельных изолированных останцов, которые дают при разрушении небольшие щебенчатые шлейфы, быстро исчезающие под потоком движущегося по склону тонкого делювиального материала (фиг. 37).

Профиль склона в районе перевала Акбеит в местах интенсивного смыва образующегося здесь элювия — вогнутый. Это обычно верхние части склона. Поверхность вогнутой части склонов, крутизна которых нередко достигает 30°, лишена сплошного делювиального чехла. В большинстве закопушек сланцы, разрушенные до пылеватого состояния, но сохранившие структуру, лежат непосредственно у поверхности под тонкой такыровидной коркой либо покрыты делювием, мощность которого, за редким исключением, достигает 30 см.

Поверхность склона усыпана угловатыми обломками плотных сланцев, размер которых достигает 10—15 см в диаметре. Ниже по склону количество обломков и их размер резко сокращаются, и они исчезают почти полностью. Источником плотных обломков являются расположенные среди склонов скальные останцы. Дополнительное количество грубого материала дают многочисленные выбросы сурчиных нор. На участках склонов, где отсутствуют скальные останцы, количество обломков на поверхности и в делювии очень незначительно, так как сурчиные выбросы дают в основном сильно выветрелый и разрыхленный материал, который легко перетирается при делювиальном переносе.



Фиг. 37. Рельеф субальпийского пояса в верхнем течении р. Карасу (перевал Акбеит). Светлые полосы видны на месте развития рыхлого элювия. Темные полосы — делювиальные шлейфы, образованные лёссом

В средних и нижних частях склона, там, где происходит накопление делювия, кривая склона иногда становится выпуклой, крутизна его уменьшается и не превышает 15—20°. Делювиальный шлейф в районе перевалов Акбеит и Долон характеризуется трехчленным строением (снизу вверх).

| | | Мошность, м |
|------|--|-------------|
| 1. 1 | Дресвяный или щебенчато-пылеватый горизонт . | . 00-1,5 |
| 2. J | Лёссовый горизонт | . 0,0-2,0 |
| 3. 1 | Такыровилная корка или почва | 0.03-0.4 |

В каждом из этих горизонтов замечается закономерная смена литологического состава отложений от верхних участков склона к нижним.

В основании делювиального шлейфа районов современного лёссообразования залегают палево-серые или белесо-серые, отчетливо пористые, карбонатные, щебенчато-пылеватые суглинки. Они состоят из плохо сортированного щебня и дресвы, размером от долей сантиметра до 6—7 см, плотных или выветрелых пород вышележащих участков склона в глинисто-алевритовом карбонатном цементе. Цементная масса суглинков представлена мельчайшими, беспорядочно ориентированными обломками, среди которых можно узнать все основные минеральные компоненты местных коренных пород. В районе перевала Акбеит это главным образом обломки сильно выветрелых и побурелых сланцев, отдельные гидратированные и окисленные чешуйки слюд и хлоритов, угловатые обломки кварца, полевых шпатов и зерен кальцита.

Состав коренных пород у перевала Долон более пестрый. Здесь развиты полимиктовые песчаники с кремнисто-карбонатными жилками и их элювий. В соответствии с этим в нижней части делювия устанавливаются минеральные компоненты этих песчаников.

Алевритовые частицы совместно с глинисто-карбонатной массой обычно собраны в хорошо видимые при небольшом увеличении, легко разрушающиеся при легком сдавливании микроагрегаты, размером 0,4—0,05 мм. Мелкие агрегаты иногда объединяются в более крупные

Гранулометрический состав нижних пылевато-щебенчатых горизонтов делювия районов современного лессообразования во Внутрением Тянь-Шане

| | | | Содержание | фракции, % | | |
|-----------------------------------|----------------------------|-------------------------|----------------|--------------|----------------|------------------|
| • | | | Перевал Акбеит | r | | |
| Размер частиц, <i>мм</i> | верхние части шлейфа | ср е дние шле | | нижни пле | е части йфа | Перевал Долон |
| | обр. 178-5 | обр. 178-17 | обр. 178-18 | обр. 152-5 | обр. 152-6 | обр. 150-7 |
| >3 | 4,1 | 11,7 | _ | 21,35 | 16,0 | 37,8 |
| 3—1 | 6,3 | 2,04 | 0,8 | 9,0 | 10,0 | 3,78 |
| 1-0,5 | 2,5 | 0,84 | 0,7 | 1,85 | 0,5 | 0,74 |
| 0,5-0,25 | 4,1 | 1,72 | 1,7 | 2,94 | 0,6 | 0,96 |
| 0,25-0,1 | 7,6 | 6,3 | 5,5 | 4,61 | 1,2 | 2,16 |
| 0,1-0,05 | 13,7 | 18,3 | 18,7 | 7,4 | 11,8 | 5,7 |
| 0,05-0,01 | 16,1 | 17,0 | 20,1 | 6,3 | 17,6 | 13,1 |
| 0,01-0,001 | 22,1 | 17,6 | 24,2 | 14,3 | 16,9 | 16,0 |
| <0,001 | 9,2 | 8,2 | 11,2 | 18,75 | 10,3 | 11,66 |
| Карбонатность, % | 14,3 | 15,6 | 17,1 | 13,5 | 25,1 | 8,0 |
| Состав глинистой фракции (<0,001) | | ` Гидрос | люда + гидр | охлорит | • | Гидрослюда |
| Ng' | 1,596 | 1,580 | 1,576 | 1,575 | 1,600 | 1,576 |
| Np' | 1,578 | 1,561 | 1,560 | 1,550 | 1,579 | 1,560 |
| Ng'-Np' | 0,018 | 0,019 | 0,016 | 0,025 | 0,021 | 0,016 |
| Пористость, % | - | - | _ | _ | 58,36 | |

глинисто-карбонатно-алевритовые катуны, размером 2 *мм* и несколько больше в диаметре.

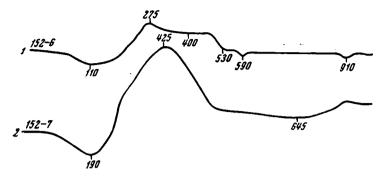
Гранулометрический состав нижних пылевато-щебенчатых горизонтов делювия с разрушенными микроагрегатами приводится в табл. 53.

Глинистое вещество в суглинках находится, как следует из табл. 53, в сравнительно небольшом количестве. Скопления глинистого вещества удается наблюдать лишь в некоторых участках породы, где оно встречается в виде бурых чешуйчатых каемок по краям щебня и крупных песчинок. Глинистое вещество образовалось за счет разложения главным образом слюд и хлорита сланцев, а потому имеет сложный гидрослюдисто-гидрохлоритовый состав с Ng'=1,600-1,576; Np'=1,579-1,560; Ng'-Np'=0,021-0,016.

Термограмма глинистого вещества (фиг. 38), выделенного из пылевато-щебенчатых суглинков нижних горизонтов лёссового делювия у перевала Акбеит, отличается заметным низкотемпературным эндотермическим эффектом, присущим глинистым минералам гидрослюдистого и гидрохлоритового состава, и экзотермическим пиком при 275°, связанным в основном со сгоранием органики.

Карбонатное вещество в суглинках представлено кальцитом. Встречаются угловатые обломки кальцита, заимствованные из разрушенных выветриванием кальцитсодержащих коренных пород склона. Эти карбонаты по форме и размерам частиц не отличаются от других обломочных минеральных зерен, но обычно несут по краям следы перекристаллизации и выщелачивания. Наряду с обломочными зернами кальцита суглинки содержат округлые зерна, размером 0,1 мм, представляющие собой разрозненные кальцитизированные клетки субаэральных водорослей.

¿ В нижних частях делювиального шлейфа, среди пылевато-щебенчатых суглинков значительно преобладают пелитоморфные выделения карбоната, которые пропитывают всю породу в целом, а на некоторых участках образуют отчетливые микроскопические сгустки, в которых карбонатное вещество корродирует и замещает обломочные частицы



Фиг. 38. Термограммы, гидрослюдисто-гидрохлоритового глинистого вещества (фракция <0,001)

1 — из пылевато-щебенчатых делювиальных суглинков; 2 — из делювиальных лёссов (перевал Акбеит)

различного состава, иногда до полного их замещения. За счет накопления этих карбонатов общее количество кальцита в породе достигает 25% и выше, т. е. значительно превышает количество карбоната кальция в свежих материнских породах.

Пористость пылевато-щебенчатых суглинков обусловлена главным образом неплотной упаковкой обломочных частиц и агрегатов и следами корешков растений. Общее количество пор достигает 58%.

Пористость, карбонатность и цвет пылевато-щебенчатых суглинков нижних частей делювиальных шлейфов районов современного лёссообразования делают их весьма схожими с лежащими выше лёссами, в которые они постепенно переходят. Отличие заключается лишь в большем содержании щебня.

Горизонт, содержащий щебень плотных пород в основании лёссового делювия, возникает на первых этапах эволюции склона, а также в результате разрушения скальных останцов, некогда расположенных на склоне и ныне уничтоженных выветриванием и погребенных под массой тонкого делювиального материала. В небольшом числе такие останцы с щебенчато-пылеватыми шлейфами у основания сохранились среди склонов и до настоящего времени. У основания скальных останцов весь профиль делювия представлен щебенчато-пылеватыми лёссовидными породами. В местах отсутствия скальных останцов нижние горизонты делювия имеют более тонкий, дресвяно-суглинистый состав. В районе перевала Акбеит подобные суглинки состоят из обломков разрыхленных и выветрелых сланцев, гидратированных чешуек слюд и хлоритов с примесью зерен кальцита, обломков кварца, полевых шпатов и акцессорных минералов. Помимо обломочных карбонатных зерен присутствуют скопления пелитоморфного кальцита.

На табл. 54 представлен гранулометрический состав этих суглинков. Глинистая часть суглинков имеет гидромусковитово-джефферизитовый состав с Ng'=1,582; Np'=1,565; Ng'-Np'=0,017.

По минералогическому составу суглинки не отличаются от нижележащего элювия и образовались за его счет непосредственно, при самом ближайшем переотложении. Морфологически они отличаются

от подстилающего элювия сланцев лишь отсутствием сланцеватой структуры материнской породы.

Пылевато-щебенчатые и дресвяные лёссовидные суглинки основания делювиального шлейфа в средних и нижних частях склонов вверх по разрезу постепенно переходят в лёссы.

Таблица 54
Гранулометрический состав дресвяного горизонта основания делювиального шлейфа в районе перевала Акбеит (обр. 178-2)

| Размер частиц, мм | Содержание фракции, % | Размер частиц, мм | Содержание фракции, % |
|--|---------------------------------------|--|--|
| >3 3-1 1-0,5 0,5-0,25 0,25-0,1 0,1-0,05 | 4,46 1,47 2,14 4,33 16,10 | <0,001 Карбонатность, % Состав глинистой фракции (<0,001) Ng' Np' | 9,90 12,5 Гидромусковит+ + джефферизит 1,582 1,565 0,017 |
| $0,05-0,01 \\ 0,01-0,001$ | 21,20 27,90 | Ng'-Np' | 0,017 |

Делювиальные лёссы в районе перевалов Долон и Акбеит представлены палевой или палево-серой, пылеватой, отчетливо пористой карбонатной породой без заметной слоистости. Лёссы содержат довольно большое количество не совсем разложившихся корешков растений и раковинки гастропод. Изредка в них встречаются отдельные мелкие обломки пород склона. Количество таких обломков очень незначительно. По внешнему облику современные делювиальные лёссы описываемых районов отличаются от плейстоценовых лёссов Средней Азии лишь несколько меньшей уплотненностью.

Наблюдения над образованием современных лёссов показывают, что лёссы как горная порода формируются в результате многообразных процессов, которые начинаются в элювии склонов и продолжаются во время переноса и после отложения делювиального материала.

Терригенная составляющая лёссов по минералогическому составу аналогична таковой в пылевато-щебенчатых суглинках основания делювиального разреза и точно соответствует по составу выветрелым коренным породам склона. Таким образом выясняется роль элювиального процесса как поставщика тонкого обломочного материала в лёссах.

В лёссах перевала Акбеит определены угловатые и беспорядочно ориентированные мельчайшие обломки выветрелых сланцев, алевритовые частицы кварца, полевых шпатов, кальцита, чешуйки слюд и хлоритов. Легко выветривающиеся чешуйки слюд и хлоритов часто сильно изменены и превращены в бурые глинистые агрегаты гидрослюдистого и джефферизитового состава. Обломки карбонатов корродированы и частично перекристаллизованы. В делювиальных лёссах перевала Долон в соответствии с составом развитых здесь на склонах полимиктовых песчаников преобладают зерна кварца и полевых шпатов с примесью чешуек биотита, роговых сбманок, зерен эпидота, кальцита и т. п. Гранулометрический состав лёссов приведен в табл. 55. Из таблицы следует, что списываемые породы являются глинисто-карбонатными алевритами.

Глинистое вещество в лёссах тесно ассоциирует с пелитоморфным карбонатом и потому плохо доступно петрографическому изучению.

Гранулометрический состав современных делювиальных лёссов Внутреннего Тянь-Шаня

| | | | | | Содер | жание фра | кции, % | | | | | | | • | |
|-----------------------------------|----------|--------|------------|--------|--------|-----------|----------|--------------------|-----------|--------|--------|--------|---------------------------|------------|------------|
| İ | | | | | | Перевал | 1 Акбеит | | | | | | | - | |
| Размер частиц, <i>мм</i> | | верхни | е части ши | пейфа. | | | | средние | части шле | ейфа | | | нижние части шлейфа | Перевал | Долон |
| | 178-6 | 178-7 | 178-8 | 178-11 | 178-12 | 178-19 | 178-20 | 178-21 | 178-22 | 178-23 | 178-24 | 178-25 | 152-7 | обр. 181-1 | обр. 181-2 |
| >1 | 8,26 | 10,70 | 0,5 | 0,50 | 0,1 | 4,25 | 0,88 | 1,2 | 0,26 | 0,16 | 1,3 | 0,7 | _ | 2,1 | 0,1 |
| 1-0,5 | 1,06 | 1,33 | 0,1 | 0,10 | 0,1 | 1,04 | 0,36 | 0,5 | 0,19 | 0,16 | 0,2 | 0,3 | 0,2 | 0,1 | Следы |
| 0,5-0,25 | 1,60 | 1,80 | 0,1 | 0,10 | 0,2 | 2,38 | 1,25 | 1,0 | 0,40 | 0,38 | 0,3 | 0,5 | 0,1 | 0,1 | 0,1 |
| 0,25-0,1 | 3,60 | 3,66 | 0,50 | 0,50 | 0,3 | 7,25 | 4,47 | 4,4 | 2,38 | 2,00 | 1,9 | 2,6 | 0,1 | 0,25 | 0,2 |
| 0,1-0,05 | 12,60 | 10,80 | 9,8 | 9,80 | 10,9 | 20,10 | 21,00 | 16,1 | 15,45 | 14,70 | 14,4 | 14,4 | 11,4 | 6,10 | 5,4 |
| 0,050,01 | 18,80 | 17,25 | 23,00 | 23,00 | 18,5 | 20,60 | 17,10 | 20,3 | 19,10 | 23,40 | 18,6 | 21,1 | 24,8 | 25,0 | 22,4 |
| 0,01-0,001 | 25,40 | 25,20 | 24,4 | 26,4 | 26,9 | 19,70 | 15,50 | 22,5 | 20,70 | 27,4 | 21,3 | 27,4 | 24,8 | 22,4 | 24,2 |
| <0,001 | 12,68 | 11,56 | 14,9 | 13,7 | 20,0 | 7,78 | 8,29 | 9,4 | 8,22 | 15,1 | 11,5 | 12,6 | 12,1 | 15,45 | 16,6 |
| Карбонатность, % | 16,0 | 17,7 | 26,7 | 24,9 | 23,0 | 16,9 | 31,5 | 24,6 | 33,3 | 16,7 | 30,5 | 20,4 | 26,5 | 28,5 | 0, 31 |
| Состав глинистой фракции (<0,001) | | | | | | Гидрос | люда + г | и дрох лори | IT | | | | | Гидро | слюда |
| Ng' | 1,581 | 1,582 | 1,576 | 1,581 | 1,576 | 1,586 | 1,574 | 1,582 | 1,582 | 1,571 | 1,579 | 1,582 | 1,581 | 1,569 | 1,573 |
| Np' | 1,563 | 1,565 | 1,560 | 1,561 | 1,559 | 1,563 | 1,554 | 1,566 | 1,558 | 1,544 | 1,560 | 1,561 | 1,558 | 1,544 | 1,553 |
| Ng'—Np' | 0,018 | 0,017 | 0,016 | 0,020 | 0,017 | 0,023 | 0,020 | 0,016 | 0,024 | 0,027 | 0,019 | 0,021 | 0,023 | 0,025 | 0,020 |
| Пористость, % | <u> </u> | 51,8 | 59,5 | 57,7 | | _ | 52,8 | 47,6 | - | | l — | _ | 61,05 | 58,4 | – |

Судя по показателям преломления (Ng'=1,586-1,576; Np'=1,563-1,559; Ng'-Np'=0,023-0,017) и характеру термокривой (см. фиг. 38), на которой помимо резкого экзотермического пика, связанного с присутствием органического вещества, отчетливо проявляется низкотемпературный эндотермический эффект минералов гидрослюдисто-гидро-хлоритовой группы, глинистое вещество в лёссах у перевала Акбеит имеет смешанный гидрослюдисто-гидрохлоритовый состав. Этот вывод

подтверждается наличием в лёссах большого количества гидратированных и почти лишенных кристаллографических форм чешуек хлорита, биотита и мусковита.

Глинистое вещество лёссов перевала Долон, судя по показателям преломления (Ng'=1,573; Np'=1,553; Ng'-Np'=0,020), имеет гидрослюдистый состав.

Близкий к подстилающим выветрелым породам склона состав лёссов подчеркивается также тождеством их химического состава (табл. 56).

Из табл. 56 видно, что соотношение основных окислов в лёссах и подстилающем их элювии одинаково. В лёссах наблюдается лишь увеличение количества окисного железа за счет дальнейшего окисления хлоритов. Кажущееся уменьшение количества SiO₂ и Al₂O₃ в лёссах объясняется увеличением содержания CaO и CO₂ вследствие обогащения лёссов карбонатами. Молекулярное отношение SiO₂:

Таблица 56

Химический состав (%) выветрелых сланцев и образованного за счет их ближайшего переотложения делювиального лёсса перевала Акбеит

| | Выветрелый слакец | Лёсо |
|--|-------------------|------------|
| Окислы | обр. 152-3 | обр. 152-7 |
| SiO ₂ | 66,05 | 46,32 |
| TiO_2 | 0,81 | 0,65 |
| Al_2O_3 | 13,84 | 10,91 |
| Fe_2O_3 | 0,85 | 2,11 |
| FeO | 3,81 | 2,14 |
| MnO | 0,06 | 0,08 |
| CaO | 2,00 | 14,40 |
| MgO | 2,31 | 2,52 |
| Na ₂ O | 1,77 | 1,49 |
| K_2O | 3,60 | 2,32 |
| P_2O_5 | 0,18 | 0,18 |
| H_2O^+ | 2,70 | 2,89 |
| H_2O^- | Нет | 0,05 |
| CO_2 | 1,38 | 10,46 |
| С | 0,08 | 1,41 |
| C _{opr} . | Нет | 1,02 |
| Сумма | . 99,44 | 99,86 |
| Ква рц | 33,56 | 21,28 |
| SiO ₂ : Al ₂ O ₃ без кварца) | 3,94 | 3,90 |
| CaO: Al ₂ O ₃ | 0,26 | 2,4 |

: Al₂O₃ остается без изменения.

Отношение CaO: Al₂O₃ в лёссах по сравнению с подстилающим элювием сланцев увеличивается почти в 10 раз и превышает 2. Отметим, что среди первичных силикатных пород в природе такие высокие соотношения CaO: Al₂O₃ неизвестны. Отсюда видно, что значительная часть CaO в лёссах образовалась не в нем самом за счет «выветривания и почвообразования», а была внесена извне в массу лёсса в процессе отложения и после него. Карбонатное вещество в лёссах представлено в основном кальцитом (табл. 57). Кальцит находится в форме хемогенных пелитоморфных скоплений, обломочных зерен, заимствованных из элювия сланцев, обломков кальцитизированных клеток субаэральных водорослей и обломков створок раковинок гастропод. Количественно преобладают и имеют породообразующее значение пелитоморфные выделения кальцита. Пелитоморфные выделения хемогенного кальцита более или менее равномерно пропитывают всю породу в целом. Они обладают микросгустковой текстурой, часто тонким бордюром окружают ветвящиеся капиллярные поры лёссов, иногда заполняют эти поры почти нацело. Внутри сгустков карбонатное вещество довольно агрессивно по отношению к терригенным минеральным частицам, наиболее мелкие из них замещаются карбонатом полностью. Пелитоморфный кальцит обволакивает минеральные зерна лёсса, скрепляет их друг с другом и таким образом участвует в строении характерных карбонатно-глинисто-алевритовых микроагрегатов. Помимо этого, карбонатные сгустки, цементируя алевритовую массу, образуют агрегаты другого рода, возникновение которых надо связывать с последующим отложением солей кальция в процессе субаэрального диагенетического преобразования лёссов. Подобные сцементированные карбонатом кальция микроагрегаты алевритовых зерен оказываются довольно устойчивыми и способны перемешаться по склону при местном переотложении делювиального лёсса. В шлифах вторично переотложенные алевритово-карбонатные микроагрегаты наблюдаются в виде мельчайших, до 0,5 мм, округлых катунов, резко отличных по микроструктуре от окружающей массы лёссов.

Таблица 57 Химический состав (%) карбонатной части делювиальных лёссов перевала Акбеит (обр. 152-7)

| Порода | М н. о. | R ₂ O ₃ | CaO | MgO | CO ₂ | Сумма | CaCO ₃ | MgCO ₃ | МgО (избыток) |
|-------------------|---------|-------------------------------|-------|------|-----------------|-------|-------------------|-------------------|------------------|
| Палево-серый лёсс | 59,74 | 5,80 | 14,31 | 1,71 | 11,38 | 92,84 | 25,54 | 0,28 | 1,58 |

Источником пелитоморфного кальцита в лёссе является кальцит, находящийся в свободном виде в выветривающихся породах склона. Ионы кальция, высвобождающиеся при выветривании силикатных пород в процессе накопления карбонатов в лёссе, имеют сугубо подчиненное значение, так как химическое выветривание в данной климатической зоне идет слабо. Выветривание сводится главным образом к слабой гидратации, окислению железосодержащих минералов и их дезинтеграции; при этом полевые шпаты и даже сравнительно легко выветривающиеся роговые обманки, т. е. основные кальцийсодержащие минералы, в массе остаются почти свежими. Выщелачивание кальцита происходит из верхних горизонтов элювия во время таяния снежников и кратковременных весенне-летних дождей. Формирующиеся в верхних частях склона за счет растворения кальцита выветривающихся сланцев гидрокарбонатно-кальциевые воды дождевых струек в условиях сухого климата районов развития лёссов высаживают часть кальцита сразу же по окончании дождя в результате испарения влаги только что отложенной грязевой кашицы у поверхности. Таким образом, новейшие наслоения делювиального материала оказываются пропитанными пелитоморфным кальцитом и имеют лёссовый облик. Другая и, по-видимому, основная часть кальцита в растворенной форме инфильтрируется в более глубокие горизонты делювия и на более низкие отметки склона. Процессам инфильтрации способствует трещиноватая, такыровидная поверхность склона и значительная пористость поверхностных суглинистых корок. Осаждение кальцита из насыщенных гидрокарбонатных грунтовых вод в толще делювиального материала помимо простого повышения концентрации в результате внутригрунтового испарения, которое в данном случае не имеет решающего значения ввиду неблагоприятного теплового баланса и ничтожной транспирации, по-видимому, осуществляется в силу законов состояния и движения жидкости в пористых грунтах. Пористые грунты представляют собой сложную систему капилляров с переменным сечением. По данным Федякина (1963), перемещение жидкости в утолщениях тонких капиллярных каналов происходит в виде тончайших пленок или пара. Одновременно вдоль стенок капилляров возникают упорядоченные структуры пленок жидкости. Такое состояние жидкости в утолщениях капилляров должно вызывать выпадение растворенных в ней солей, что и наблюдается в лёссах в форме инкрустаций расширяющихся каналов бордюром пелитоморфного кальцита.

Совокупность всех этих явлений приводит к закономерному изменению содержания карбонатов в делювии. В вертикальном разрезе верхних частей делювиального шлейфа, там, где уклоны поверхности еще достаточно велики и идут процессы накопления и переноса новых порций тонкого обломочного материала, максимальное количество карбоната кальция находится в верхних частях разреза, непосредственно ниже такыровидной корки. Вниз по разрезу содержание карбоната постепенно падает (табл. 58). В данном случае очевидно отсутствие связи

Таблица 58 Содержание карбоната кальция в вертикальном разрезе лёссов верхней части делювиального шлейфа выше перевала Акбеит

| № обр. | Порода | Мощность, м | Карбонат- нссть, % | |
|--------|--|----------------|-----------------------|--|
| 178-9 | Такырная корка | 0,05 | 19,0 | |
| 178-8 | Палевый лёсс (верхи разреза) | | 26,7 | |
| 178-7 | Палевый лёсс (средние части разреза) | | 17,7 | |
| 178-6 | Палевый лёсс (нижние части разреза) | 0,9 | 16,0 | |
| 178-5 | Пылевато-щебенчатый суглинок основного разреза | | 14,3 | |
| 178-4 | Разрыхленный элювий сланцев | 0,2 | 6,3 | |

повышенных концентраций кальцита в верхних частях делювия с поч вой, так как она в этих частях склона совершенно не развита. Повышенное содержание карбоната кальция в верхней части разреза объясняется привносом его в связи с инфильтрацией поверхностных гидрокарбонатно-кальциевых вод. На более низких отметках в связи с выполаживанием склона скорость бокового движения инфильтрационных грунтовых вод замедляется и накопление карбоната кальция происходит в больших масштабах. Количество его в некоторых образцах превышает 30%. В связи с большей мощностью и, следовательно, более сложной историей развития распределение карбонатов среди лёссов этой части делювиального шлейфа несколько сложнее. Однако отмеченная выше картина распределения кальцита в вертикальном разрезе лёссов сохраняется (табл. 59). Увеличение количества карбонатов в породе приводит к ее связыванию и еще большему «облёссованию».

Карбонатность лёссов и в этом случае не связана с почвенными процессами. Почва развивается на таких участках склона, где по какойнибудь причине замедляется снос или поступление делювиального материала. Она формирует свои горизонты профиля среди минеральной массы самих лёссов. Таким образом, маломощный почвенный иллювиальный карбонатный горизонт, выраженный в виде неясного лжемицелия, образуется за счет выщелачивания и переотложения на более низких

Содержание карбоната кальция в вертикальном разрезе лёссов средней части делювиального шлейфа у перевала Акбеит

| № обр. | Порода | Мощнесть, ж | Карбонат- ность, % | |
|--------------------------------------|---|------------------------|------------------------------|-------|
| 178-15 | Горная лугово-степная почва | Дерновый гори- зонт | 0,25 | 0,0 |
| 178-13 | | Иллювиальный горизонт | 0,15 | 27,5 |
| 178-25 178-24 178-23 | Палево-серые делювиальны (верхи разреза) | 0,9 | 20,4 30,5 16,7 | |
| 178-22 178-21 178-20 178-19 | Белесо-палево-серые делюв (низы разреза) | 1,10 | 33,3 24,6 31,5 16,9 | |
| 178-18 | Пылевато-щебенчатые | верхи разреза | 0,5 | 17,1 |
| 178-17 | суглинки | низы разреза | | 15,6 |
| 178-16 | Разрыхленный элювий сланцев | | Видимая мощность 1,5 | -14,7 |

горизонтах профиля кальцита самих лёссов. Следовательно, почвенный процесс не создает, а разрушает лёсс.

Процесс обызвесткования осадка в раннедиагенетическую и диагенетическую стадии в субаэральных условиях холодной степи под воздействием гидрокарбонатно-кальциевых поверхностных и неглубоко залегающих грунтовых вод является необходимой, но не единственной предпосылкой для образования лёсса. Поэтому часто наблюдающиеся в природе субаэральные образования в местах накопления хемогенных карбонатов, в частности в иллювиальных горизонтах почвенных и элювиальных профилей, хотя и напоминают по некоторым своим признакам лёссы, но никогда не приобретают всех свойств этой характерной породы. К таким, не имеющим прямого отношения к субаэральным диагенетическим процессам свойствам лёссов относятся их агрегатность и пористость, отсутствие слоистости и вертикальная отдельность.

Агрегаты в лёссах перевалов Акбеит и Долон представлены двумя типами: карбонатно-алевритовыми и глинисто-карбонатно-алевритовыми. Первый тип агрегатов, описанный выше, возникает в результате цементации алевритового материала пелитоморфным кальцитом и обязан субаэральным диагенетическим процессам преобразования осадка. Эти агрегаты не имеют большого значения в становлении лёссовых свойств породы. Второй тип агрегатов представлен мельчайшими, размером 0,5—0,05 мм, округлыми или неправильной формы скоплениями алевритовых обломков, рыхло сцементированными глинисто-карбонатным цементом, который обволакивает все частицы лёссового материала. Подобные глинистые или глинисто-карбонатные рубашки вокруг обломочных частиц кварца, полевых шпатов и т. п. видны в лёссах при большом увеличении.

Агрегаты второго типа слагают всю массу породы и во многом определяют ее лёссовый облик. Морфология глинисто-карбонатно-алевритовых агрегатов и присутствие их в только что отложенных такырных кор-

ках свидетельствуют о том, что они образуются в процессе переноса и отложения алевритового материала вдоль склона. Причиной возникновения агрегатов, несомненно, являются электростатические силы взаимодействия противоположно заряженных глинистых коллоидных и обломочных частиц, несущихся по склону водными струйками. В диагенетическую стадию формирования лёсса образованные в процессе переноса агрегаты еще более скрепляются и цементируются пелитоморфным кальцитом. Подобные агрегаты не являются исключительной принадлежностью лёссов, а характерны вообще для мелкоземистых субаэральных склоновых отложений. По этой причине в природе имеет место целый ряд лёссовидных суглинков, близких по микроструктуре лёссам и часто описываемых как лёссы, но без карбонатов. К таким образованиям относятся, например, покровные бескарбонатные лёссовидные суглинки Русской равнины.

Пористость молодых лёссов Внутреннего Тянь-Шаня достигает 61%. Наблюдаются три типа пористости: фитогенная, пористость неплотной упаковки и пористость пузырьков выделяющегося газа. Все три типа пор, за исключением пор, образованных отмершими корешками растений, возникают в момент отложения лёссов и при дальнейшем преобразовании породы в результате просадок и цементации карбонатом частично нарушаются.

При осмотре образца лёсса прежде всего бросаются в глаза округлые ветвящиеся фитогенные макропоры. Поры этого типа имеют диаметр от 1 мм до долей миллиметра и почти всегда заняты разложившейся или слабо разложившейся растительной тканью. Основная масса пор в лёссах, как это хорошо видно под бинокулярным микроскопом, обусловлена неплотной упаковкой отдельных обломочных частиц и агрегатов. Поры неплотной упаковки имеют неправильную форму и размеры от 0,25 до 0,02 мм и меньше. Многие из этих пор в момент образования лёссов и в процессе их субаэрального диагенетического преобразования служили проводящими капиллярами для грунтовой влаги. Стенки их часто укреплены бордюром пелитоморфного кальцита.

Помимо перечисленных главных типов пор в лёссах имеются поры, возникающие в результате выделения водяных паров при высыхании грязевой кашицы делювиального наноса, и поры, обязанные выделению СО₂ разрушающихся бикарбонатов в момент садки пелитсморфного кальцита. Поры этого типа имеют вид округлых, беспорядочно распределенных полых пузырьков или вертикально ориентированных цепочек пузырьковых камер до 2 мм в диаметре. Они особенно часто встречаются в верхней такырной корке делювия склонов. По-видимому, такие поры не очень прочны, так как в лёссах более глубоких горизонтов делювия, за исключением сильно карбонатизированных разностей, в типичном выражении почти не встречаются.

Отсутствие видимой слоистости является первичным признаком лёссов и объясняется однородностью и тонкостью материала и микроморфологией поверхности склона. Новые порции делювиального материала очень неровно, с многочисленными затеками по трещинкам ложатся на трещиноватую и поросшую низкими кустиками трав такыровидную поверхность склона. Возникновению слоистости мешает и постоянно меняющееся в процессе накопления лёссов расположение трещин и кустиков. Та слоистость, которая все же образуется, нарушается просадками в результате разрушения крупных пор, главным образом непрочных пор, образованных пузырьками водяного пара высыхающей грязееой кашицы свежего делювиального наноса.

Вертикальная отдельность лёссов, по-видимому, объясняется рядом причин: вертикальным расположением трещинок многоярусных погребенных корок такыровидной поверхности, преобладающей ориентиров-

кой фитогенных пор и нисходящим движением цементирующих лёссы гидрокарбонатно-кальциевых поверхностных вод.

Палево-серая и белесо-палево-серая окраска лёссов определяется комплексом причин, обусловленных сложным минералогическим составом породы и теми гидрохимическими условиями, в которых она формируется. Палевые тона придаются лёссам в результате смешения тончайших красновато-бурых глинистых коллоидов и частиц гидратированных и окисленных железосодержащих минералов (хлоритов, биотита и т. п.) со светло-серым пелитоморфным кальцитом и кварцево-полево-

Таблица 60 Пыльцевые спектры современных делювиальных лессов перевала Акбеит

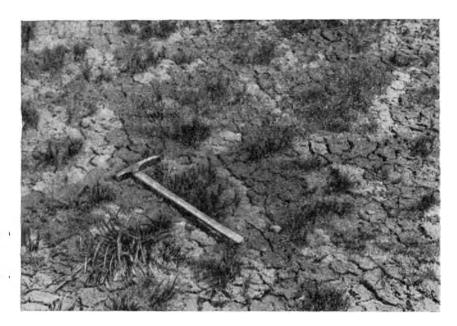
| | Содержание зерен | |
|-----------------------|---|------------|
| Пыльца | Пылевато-ще- бенчатый лёссо- видный сугли- нок | Лёсс |
| | обр. 152-6 | обр. 152-7 |
| Betula | .] _ [| 1,5 |
| Pinus | .] — [| 0,5 |
| Ephedra | . 18 | 6,0 |
| Chenopodiaceae | . 57 | 72,5 |
| Gramineae | . 12 | 3,0 |
| Compositae | . 1,5 | 8,0 |
| Artemisia | . 4,5 | 3,5 |
| Не определенная | . 7,0 | 5,0 |
| Bcero | . 100 | 100 |
| Всего сосчитано зерен | 200 | 200 |

шпатовыми частицами. Серые тона окраски обусловлены примесью органического вещества. Количество органического углерода достигает в лёссах 1,57%.

Молодой возраст лёссов перевалов Акбеит и Долон помимо геологических и геоморфологических наблюдений определяется находками фауны и пыльцы. В лёссах часто встречаются ныне живущие формы пресноводных гастропод. В районе перевала Долон в делювиальных лёссах была найдена берцовая кость Сатеlus bactrianus L., датируюшая вмешающие отложения, по заключению Э. А. Вангенгейм, голоценом.

В составе пыльцевого спектра лёссов (табл. 60), по данным О. В. Матвеевой, практически отсутствует пыльца древесных пород и господствует пыльца трав. Спор нет. Травянистые растения соответствуют ассоциации сухих степей и представлены эфедрой, лебедовыми, злаками, сложноцветными и полынью. Другими словами, полученная по данным пыльцевого анализа растительная ассоциация практически не отличается от современного естественного растительного сообщества описываемого района (Выходцев, 1945; Чупахин, 19596).

Поверхность склонов в районе развития лёссового делювия покрыта такыровидной коркой или почвой. Большое количество тонкого материала, который легко передвигается вниз по склону даже небольшими дождевыми струйками, и суровый климат высокогорных степей подавляют рост травянистой растительности. Вследствие этого поверхность горных склонов покрыта редкими, высотой не более 10—15 см, кустиками трав. Кустики располагаются на расстоянии 25-30 см друг от друга. Промежутки между ними лишены всякой растительности и имеют вид такыра, сложенного палево-серыми, иногда со слабо разложенными корешками растений пористыми суглинками. Полигоны такыров имеют неправильную форму и размеры 5—12 см в диаметре (фиг. 39). Глубина трещинок между ними 3-4 см. Ширина их обычно 1-0,5 см. Толщина такырной корки не более 3-5 см. Суглинки такыровидной корки очень неравномерны по гранулометрическому составу. В верхней части склона и в начале делювиального шлейфа, особенно ниже сурчиных выбросов, они бывают наполнены грубым щебенчатым материалом. Ниже по склону грубый материал среди суглинков отсут-



Фиг. 39. Такыровидная поверхность склонов в районе развития современного лёссового делювия у перевала Акбеит

ствует, и по гранулометрическому составу они мало отличаются от подстилающих лёссов (табл. 61). Аналогичен также и их минералогический состав.

Такыровидные корки отличаются малой уплотненностью и вследствие этого имеют значительно больший, чем в лёссах, процент макропор. Преобладают поры неправильной формы и разнообразного размера (до $0.5\ cm$), обусловленные неплотной упаковкой обломочных частиц и агрегатов. Наряду с этим встречаются фитогенные поры и особенно-

Таблица 61 Гранулометрический состав такырных корок делювиального шлейфа в районе перевала Акбеит

| | Содержание фракции, % | | | | | | |
|-----------------------------------|-----------------------|------------|------------|--|--|--|--|
| Размер частиц, мм | обр. 178-3 | обр. 177-1 | обр. 178-9 | | | | |
| >3 | 29,00 | 2,11 | 4,7 | | | | |
| 3-1 | 9,62 | 1,5 | 4,3 | | | | |
| 1-0,5 | 1,73 | 0,84 | 1,5 | | | | |
| 0,5-0,25 | 2,06 | 1,32 | 2,1 | | | | |
| 0,250,1 | 3,33 | 3,1 | 3,1 | | | | |
| 0,1-0,05 | 8,38 | 13,4 | 10,8 | | | | |
| 0,050,01 | 11,39 | 19,1 | 18,7 | | | | |
| 0,01-0,001 | 14,2 | 27,6 | 24,3 | | | | |
| <0,001 | 9,39 | 15,43 | 11,5 | | | | |
| Карбонатность, % | 10,9 | 15,6 | 19,0 | | | | |
| Состав глинистой фракции (<0,001) | | | | | | | |
| Ng' | 1,582 | - | 1,588 | | | | |
| Np' | 1,562 | | 1,565 | | | | |
| Ng'-Np' | 0,020 | - | 0,023 | | | | |

часто — округлые и эллипсоидальные, вертикально ориентированные поры размером до 0,3 *см*, образованные выделением пузырьков водяного пара при высыхании грязевой кашицы только что образованного делювиального наноса. У самой поверхности поры заилены тончайшей пленкой палевого карбонатного суглинка.

Расположение такыров и кустиков трав на поверхности склона все время меняется. Делювий засыпает траву, которая в результате этого отмирает. Такие отмершие или еще живущие, но угнетенные кустики трав, примятые, либо почти засыпанные делювием, встречаются постоянно.

Развитая почва в местах интенсивного смыва материала и на месте накопления делювия отсутствует. На выположенных участках склонов, либо по какой-нибудь другой причине, в результате которой снос или накопление делювиального материала в данном месте замедляется, развитие растительности опережает и подавляет делювиальные процессы. В результате формируется горно-лугово-степная черноземовидная почва, которая состоит из трех горизонтов: 1) темноокрашенной, бескарбонатной, переполненной корешками растений дерновины (горизонт A₀) мощностью порядка 20 см; 2) слабо выраженного, сливающегося с подстилающими лёссами светлоокрашенного элювиального горизонта (A) мощностью 15—20 см; 3) иллювиального горизонта (B), расположенного среди лёссов и выраженного в виде белесых ветвящихся прожилков карбонатного лжемицелия, мощностью 10—15 см.

Образование почвы в благоприятных условиях происходит очень быстро. Почва, не отличающаяся по степени развития и мощности от почвы естественных склонов, развита на частично засыпанной делювием крыше средневекового караван-сарая Таш-Рабат, т. е. образовалась менее чем за 500 лет.

ДРЕВНИЙ АНТРОПОГЕНОВЫЙ ЭЛЮВИЙ СЕМИАРИДНОГО КЛИМАТА КАЗАХСТАНА И СРЕДНЕЙ АЗИИ

Согласно мнению ряда исследователей (Герасимов и Марков, 1939а, б; Федорович, 1946; Григорьев, 1946; Яншин, 1953; Wadia, 1959; Büdel, 1962, и др.), под влиянием усиления деятельности антипассата и смещения путей циклонов к югу в ледниковые периоды антропогена на равнинах и еще в большей степени в горах происходило некоторое увлажнение и похолодание климата, а в связи с этим относительное смещение климатических зон к югу на равнинных пространствах и вниз в горных районах Средней Азии и Казахстана.

Наибольшие климатические изменения на равнинах Турана, по мнению Б. А. Федоровича (1946), происходили в эпоху максимального оледенения. Эта эпоха характеризовалась развитием на территории нынешних пустынь степных или сухостепных условий, с годовым количеством осадков порядка 300 мм и среднегодовой температурой по крайней мере на 8° ниже современной. Признаки плювиальной эпохи Б. А. Федорович видит в появлении на определенном горизонте крупнозернистых песков в дельте Аму-Дарьи эрратических глыб и щебня в морских зализах хазарской трансгрессии Каспия в юго-западной Туркмении и в развитии мощных древних оползней вдоль чинков Устюрта.

А. Л. Яншин (1953, 1961) приводит доказательства наличия второй плювиальной и холодной эпохи, отвечающей по времени последнему оледенению. Эта эпоха сопровождалась проникновением лиственных лесов плакорного типа, населенных такими типичными представителями фауны сплошных лесов, как бобер и лось, почти до Аральского моря.

Плювиальные эпохи антропогенового периода оставили свои элювиальные покровы, следы которых удается наблюдать в различных частях

исследуемого района, на самых разнообразных породах. Древний антропогеновый элювий, который благодаря своей большой мощности сохранился до настоящего времени, в большинстве случаев близок к элювию степного типа. Характерной особенностью этого элювия является отсутствие какой-либо связи его распространения с существующими ныне климатическими поясами. Антропогеновый элювий степного типа обнаружен в ныне полупустынной зоне Центрального Казахстана, в пустынях Устюрта и Султануиздага, в Южной Туркмении, а также в различных ландшафтно-климатических поясах горных районов Средней Азии.

Определение возраста этих образований представляет большие трудности. Обычно, опираясь на геоморфологические и петрографические наблюдения, удается установить только их антропогеновый возраст и лишь в единичных случаях представляется возможность датировать интересующие нас образования с точностью до отдела.

Характеристика древнего антропогенового элювия

Элювий гранодиоритов р. Каракингир в Центральном Казахстане. Примером древнего антропогенового элювия степного типа на кристаллических породах могут служить элювиальные дресвяники гранодиоритов, обнаруженные в верховьях р. Каракингир в пределах современного полупустынного пояса Центрального Казахстана. Элювий сохранился от размыва в неглубоких карманах на склонах пологих сопок и в понижениях между сопками. Вершины сопок сложены слегка разрыхленными и побурелыми в результате современных процессов выветривания гранодиоритами.

Антропогеновый элювий в верховьях р. Каракингир выглядит следующим образом (снизу вверх).

| | MOILHOCT'S, M |
|---|---------------|
| 1. Плотные серые и темно-серые гранодиориты (коренные породы) | |
| 2. Темно-зеленые, сильно разрыхленные дресвяники | 3—4 |
| 3. Темно-зеленые, иногда белесые, сильно разрыхленные дресвяники, | |
| пронизанные жилками и «лжемицелием» карбоната и гипса | |
| 4. Бурые песчанистые суглинки, иногда с валунами выветрелых пород | , , |
| склона | 0.25 - 1.0 |

Свежие породы состоят из зеленых роговых обманок, частично хлоритизированного биотита и кислого плагиоклаза с переменным количеством кварца, ортоклаза и микроклина. В дресвяной зоне в первую очередь разрушаются биотит и роговые обманки, затем плагиоклазы. Калиевые полевые шпаты и кварц помимо механического дробления никаких других изменений не претерпевают.

Разложение биотита на первых стадиях выветривания сводится к его гидратации. Гидробиотит, образованный по биотиту, отличается увеличенным объемом чешуек, последние распадаются на отдельные волокна. При выветривании сбрасывается небольшое количество гидроокислов железа и окислов титана, которые в форме точечных выделений или сплошных скоплений пигментируют выветривающиеся зерна биотита. При дальнейшем выветривании гидробиотит слегка осветляется, теряет присущие ему кристаллографические формы и плеохроизм и замещается зеленовато-бурым чешуйчатым глинистым минералом вермикулитового, а возможно, и монтмориллонитового состава. Свежих листочков биотита в верхних горизонтах дресвяной зоны практически не остается.

Хлориты, замещающие биотит, при выветривании переходят в зеленоватые продукты гидрохлоритового состава.

Роговые обманки в элювии сбрасывают часть гидроокислов железа и осветляются. В дальнейшем происходит замещение роговых обманок зеленовато-бурыми тонкочешуйчатыми глинистыми продуктами,

видимо, монтмориллонитового состава. Выветривание идет очень неравномерно вдоль трещинок спайности. В результате каждое зерно роговой обманки распадается на массу слабо выветрелых, лишь слегка осветленных угловатых обломков алевритового размера. Постепенно выветриванием захватываются и эти обломки. Вследствие этого количество слабо измененных роговых обманок в верхних горизонтах элювия уменьшается.

Плагиоклазы распадаются по трещинкам спайности на остроугольные обломки и пелитизируются вдоль этих трещинок. Однако основное количество плагиоклазов остается без изменения. Механическая дезинтеграция плагиоклазов усиливается в серицитизированных зернах, чему способствует быстрая гидратация серицита. Серицитизированные зерна плагиоклазов в элювии образуют белые мучнистые продукты, которые состоят из мельчайших обломков почти свежих плагиоклазов и гидратированных чешуек серицита.

Таблица 62 Гранулометрический состав глинистой фракции древнего антропогенового элювия гранодиоритов верховьев р. Каракингир

| | Содержание фракции, % | | | | | | | | |
|---|-----------------------|--------------------------|---------------|--------------|--------------|---------------------|-------------|--|--|
| Размер частиц, мм | | Иллювиальный горизонт | | | | | | | |
| | обр. 134-1 | ວ ິງ p. 134-7 * | обр. 134-9 * | обр. 134-10* | обр. 134-21* | с б р. 134-2 | обр. 134-13 | | |
| >1 | 17,0 | 47,50 | 64,0 | 42,0 | 50,7 | 6,1 | 55,00 | | |
| 10,5 | 11,8 | 7,86 | 6,8 | 8,0 | 8,8 | 5,0 | 4,91 | | |
| 0,5-0,25 | 11,8 | 7,20 | 6,9 | 8,3 | 7,6 | 7,0 | 4,00 | | |
| 0,25-0,1 | 11,8 | 9,67 | 8,2 | 12,2 | 6,8 | 9,2 | 3,81 | | |
| 0,1-0,05 | 20,7 | 9,00 | 6,3 | 12,5 | 4,7 | 9,3 | 3,67 | | |
| 0,05-0,01 | 11,9 | 5,64 | 3,9 | 7,5 | 6,1 | 10,5 | 5,55 | | |
| 0,01-0,001 | 7,9 | 5,40 | 2,8 | 5,6 | 6,2 | 18,9 | 4,92 | | |
| <0,001 | 7,1 | 3,13 | 2,1 | 3,9 | 9,1 | 17,6 | 3,84 | | |
| Карбонатность, % | 0 | 4,60 | 0 | 0 | 0 | 16,40 | 16,40 | | |
| Состав глинистой фракции (<0,001) | | нтмориллог | нит с прим | есью гидро | слюды и г | и дрохл ори | та | | |
| Ng' | 1,583 | 1,598 |) | 1,598 | 1,599 | 1,574 | 1,587 | | |
| Np' | 1,560 | 1,576 | - | 1,572 | 1,579 | 1,552 | 1,562 | | |
| Ng'-Np' | 0,023 | 0,022 | - | 0,026 | 0,020 | 0,022 | 0,025 | | |
| * Cv. =================================== | | | | | | | | | |

* См. табл. 2.

В иллювиальном горизонте выветрелые породы вдоль трещинок отдельности замещаются белесым пелитоморфным кальцитом. Карбонатизированные участки элювия еще более разрыхляются, приобретают макропористость и белесый оттенок. Карбонатное вещество очень агрессивно, оно корродирует и полностью замещает минеральные зерна. Выветрелые и карбонатизированные участки иллювиального горизонта помикроструктуре иногда напоминают лёссы. Карбонаты иллювиального горизонта тесно ассоциируют с покрывающими элювий бурыми суглинками.

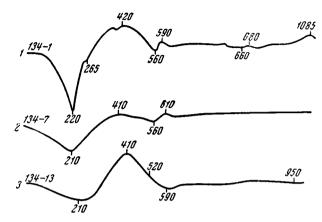
С современными процессами связано присутствие в элювии гипса.

Указанные изменения минералогического состава пород в элювиальном горизонте приводят к значительной дезинтеграции выветрелых гранодиоритов. Гранулометрический состав элювия приведен в табл. 62.

В наиболее выветрелых частях элювия количество глинистого вещества превышает 17,0%. Глинистое вещество (фракция < 0,001), выделенное из элювия гранодиоритов, имеет смешанный состав. По данным термического анализа (фиг. 40), оно относится к монтмориллонито-

вому ряду, но отличается более высокими, чем у монтмориллонита, показателями преломления (Ng'=1,599-1,574;Np'=1,579-1,552;Ng'-Np'==0,020-0,022), что, видимо, связано с примесями промежуточных продуктов выветривания гидрослюдистого и гидрохлоритового состава.

Интересные разрезы древнего антропогенового элювия степного типа на кристаллических породах обнаружены в горных районах Средней Азии. Элювий сохранился на склонах долин, выработанных в антропогеновое время, или на выровненных поверхностях антропогеновых



Фиг. 40. Термограммы (1-3) гидрослюдаетс-ментмориалонитового глинистого вещества (фракция <0,001), выделенного из древнего антропогенового элювия гранодиоритов (р. Қаракингир)

террас. Древний антропогеновый возраст описываемых элювиальных образований доказывается развитием их в ныне сухих ландшафтных зонах, где в настоящее время идут процессы формирования щебенчатого элювия, либо залеганием их в погребенном состоянии под различными антропогеновыми отложениями. Современные аналоги древнего глинистодресвяного элювия горных районов формируются в сравнительно влажных и холодных ландшафтных зонах. Отсюда следует, что более широкое, чем в настоящее время, развитие подобных образований в древности свидетельствует о том, что их формирование проходило в холодные плювиальные фазы развития, которые, несомненно, совпадали с наибольшим распространением горного оледенения.

Элювий гранитов Каратюбинских гор. Одним из примеров глинистодресвяного антропогенового элювия на гранитах может служить элювий, описанный на северном склоне Каратюбинских гор (Черняховский, 1963в). Выветрелые граниты встречаются вблизи перевала Тахтакарача на высотных отметках приблизительно 1620 м и ниже до верхней границы распространения предгорного лёссового покрова, начинающегося на высоте порядка 1000—1100 м.

Профиль выветривания гранитов состоит из двух зон переменной мощности и в наиболее полном варианте выглядит следующим образом.

Свежие граниты окрашены в серые тона, среди них встречаются мелко- и среднезернистые разности. Они состоят из кварца (10—15%),

8*

олигоклаза (до 40%), решетчатых и нерешетчатых калиевых полевых шпатов (25—30%) и серицита. Темноцветные минералы представлены биотитом (20—25%) и единичными зернами пироксенов, роговой обманки и эпидота.

Переход плотных гранитов в зону гранитной сыпучки совершается постепенно. Подобно тому, как это наблюдалось в профилях современного элювия глинисто-дресвяного типа, в описываемом разрезе уже на нижних горизонтах этой зоны слагающие граниты минералы подвергаются значительным изменениям. Эти изменения идут в двух направлениях. Во-первых, кварцевые зерна и большинство зерен полевых шпатов покрываются сетью микротрещин, благодаря чему и происходит дезинтеграция породы в целом и распад отдельных зерен на угловатые порошковатые обломки. Во-вторых, наблюдается химическое преобразование отдельных минералов. При микроскопическом изучении элювия выяснилось, что в первую очередь химическому выветриванию подвергаются зерна олигоклаза и биотита.

Зерна олигоклаза замещаются в элювии тончайшими буроватыми глинистыми продуктами монтмориллонитового состава (Nm=1,510). Выветривание идет очень неравномерно, в результате наряду с почти полностью замещенными глинистым веществом зернами олигоклаза встречаются почти и совсем свежие зерна, которые, однако, распадаются на тончайшие угловатые обломки.

Биотит на первых стадиях выветривания в глинисто-дресвяной зоне гидратируется. В результате чешуйки биотита расщепляются на отдельные волокна. При этом частично сбрасываются окислы железа и титана. В дальнейшем изменение гидробиотита идет в сторону образования глинистых продуктов монтмориллонитового состава с Nm=1,524, хотя большинство выветрелых зерен биотита остается на гидробиотитовой стадии.

Серицит гидратируется, а в наиболее измененных разностях элювия начинает замещаться каолинитом.

Продуктов выветривания роговых обманок установить не удалось (скорее всего они замещаются монтмориллонитом), другие минералы, слагающие граниты, существенного изменения химического характера не претерпевают.

Суммарный состав глинистого вещества (фракция <0,001), выделенного из глинисто-дресвяной зоны элювия, в разных образцах неодинаков. Устанавливаются глинистые продукты гидрослюдисто-монтмориллонитового (Ng'=1,549-1,544; Np'=1,540-1,528; Ng'-Np'=0,009-0,016) или гидрослюдистого (Ng'=1,573; Np'=1,559; Ng'-Np'=0,014) состава. Термограммы обоих типов глинистых продуктов отличаются сходными параметрами и близки термограммам глин гидрослюдистого состава (фиг. 41, кривые 1 и 2). О наличии в исследуемом глинистом веществе гидрослюды свидетельствует также присутствие в их составе $K_2O=1,62-1,55\%$ при $Na_2O=0,19-0,62\%$.

Повышенное содержание гидрослюды среди глинистой составляющей элювия наблюдается при выветривании биотитовых разностей гранитов.

В верхних частях зоны гранитной сыпучки по трещинам отдельности и волосяным трещинкам среди отдельных минералов появляются секущие жилки карбоната. Подобные жилы и жилки образуют сетчато-карбонатизированный иллювиальный горизонт мощностью до 1 м. В зальбандах карбонатных жил вне всякой зависимости от состава контактирующих минералов идет интенсивное растворение и замещение стдельных зерен гранитов карбонатами. Под микроскопом эти участки выветрелых гранитов выглядят как обломочная порода с беспорядочно разбросанными угловатыми и корродированными зернами кварца, полеьых шпатов и слюд в карбонатной массе. Часть зерен просматривается

лишь в виде силуэтов. Карбонатная масса имеет сгустковое строение и образована пелитоморфным кальцитом (см. фиг. 41, кравую 3).

В табл. 63 приводится химический состав карбонатизированных гранитов.

Таблица 63

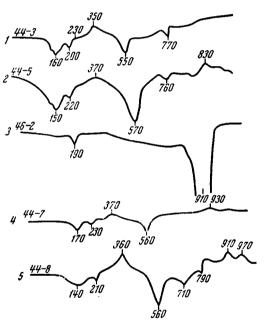
Химический состав (%) карбонатной части иллювиального горизонта среди элювия гранитов Каратюбинских гор (обр. 46-2)

| Порода | М. н. о. | R ₂ O ₃ | CaO | MgO | CO ₂ | P ₂ O ₅ | Сумма | CaCO ₃ | Ca ₃ (PO ₄) ₂ | СаО (избыток) | MgO (силикатнь й) |
|---------------------------|----------|-------------------------------|-------|------|-----------------|-------------------------------|-------|-------------------|---|------------------|----------------------|
| Карбонатный , прожилок | 55,04 | 3,95 | 19,59 | 0,46 | 14,80 | 0,37 | 94,21 | 33,64 | 0,81 | 0,32 | 0,46 |

Среди пелитоморфного кальцита довольно обычны игольчатые выделения люблинита. В обнажении пород этой части разреза реликтовая структура гранита видна вполне отчетливо.

В средних и верхних частях иллювиального горизонта микроструктура гранита в результате метасоматического замещения кальцитом мел-

ких и раздвигания карбонатом крупных зерен породы иногда теряется совершенно. Материнская природа гранитов угадывается здесь лишь в обнажениях и то благодаря менее выветрелым секущим жилам иного состава. Это палевая. довольно рыхлая карбонатная порода с отчетливой макропористостью, образованной пузырьками выделяющегося при разложении бикарбоната кальция углекислого газа. Под микроскопом видно, что она образована беспорядочно разбросанными, сильно корродированными вмещающей карбонатной массой зернами кварца, полевых шпатов и биотита в карбонатном цементе. Большинство зерен имеет довольно свежий облик, и лишь некоторые из них, особенно зерна биотита и плагиоклазов, замещены чешуйчатыми агрегатами глинистых минералов. Глинистая составляющая в этой части разреза с трудом поддается петрографическому изучению, так как глинистые минералы почти невозможно отделить от



Фиг. 41. Термограммы глинистого вещества (фракция <0,001) и кальцита, выделенных из разных зон элювия гранитов Каратюбинских гор

1 — гидрослюдисто-монтмориллонитовое глинистое вещество из глинисто-дресвяной зоны; 2 — гидрослюда из глинисто-дресвяной зоны; 3 — кальцит иллювиального горизонта; 4—5 — гидрослюда из иллювиального горизонта

тонкопылеватого кальцита. Выделенное центрифугированием небольшое количество глинистого вещества из иллювиального горизонта выветрелых гранитов обнаруживает сходный состав с глинистым веществом из зоны гранитной сыпучки, оно имеет гидрослюдистый $(Ng'=1,573;\ Np'=1,561-1,552;\ Ng'-Np'=0,012-0,021;\ см.\ фиг.\ 41,\ кривые 4 и 5) или$

гидрослюдисто-монтмориллонитовый (Ng'=1,558-1,518; Np'=1,549-1,504; Ng'-Np'=0,009-0,014) состав.

Гранулометрический состав гранитов в элювиальном слое иллюстрируется табл. 64.

Таблица 64 Гранулометрический состав продуктов выветривания гранитов (с преобладающим размером зерен 0,3—0,4 мм) Каратюбинских гор

| İ | | Содержание | фракции, % | | | | |
|---------------------------------------|----------------|------------|-------------|--|--|--|--|
| | Ил. | | | | | | |
| [—] Размер частиц, <i>им</i> | верхний | средний | нижний | Глинисто- дресвяная зона | | | |
| , | обр. 46-1 | обр. 46-2 | обр. 46-3 | обр. 46-5 * | | | |
| >0,5 | 1,66 | 0,7 | 0,4 | 5,9 | | | |
| 0,5-0,25 | 4,37 | 6,6 | 3,1 | 14,9 | | | |
| 0,25-0,1 | 9,9 | 16,6 | 21,3 | 15,1 | | | |
| 0,1-0,05 | 19,9 | 17,3 | 27,6 | 17,5 | | | |
| 0,05-0,01 | 14,2 | 12,1 | 13,6 | 14,0 | | | |
| 0,01-0,001 < 0,001 | $24,1 \\ 2,52$ | 29,20 | 23,4 | $\begin{array}{c} 30,1 \\ 2,5 \end{array}$ | | | |
| Карбонатность, % | 23,3 | 17,6 | 10,8 | 0 | | | |
| Состав глинистой фракции (<0,001) | | | | | | | |
| Ng' | 1,558 | 1,540 | 1,544-1,549 | l | | | |
| Np' | 1,549 | 1,525 | 1,528-1,537 | _ | | | |
| Ng'—Np' | 0,009 | 0,015 | 0,016-0,012 | | | | |

* См. табл. 2.

Из табл. 64 видно, что уже в пределах глинисто-дресвяной зоны элювия выветрелая порода состоит больше чем наполовину из алевритовых частиц. В верхних горизонтах процесс распада крупных зерен продолжается, однако процентное количество алевритовых частиц в породе не увеличивается, так как часть образовавшегося мелкозема в иллювиальном горизонте метасоматически замещается кальцитом.

Сравнивая химический состав слабо выветрелых гранитов и гранитов из разных горизонтов элювия (табл. 65), можно видеть, что и в этом случае весьма значительное изменение физических свойств породы при выветривании сопровождается крайне незначительным изменением химического состава элювия. Эти изменения выражаются лишь в некотором уменьшении в элювии количества щелочей и незначительным увеличением количества гигроскопичной воды. Иллювиальный горизонт, кроме того, отличается значительным увеличением содержания СаО и СО₂.

Процесс метасоматического замещения кварца и полевых шпатов кальцитом отражается в уменьшении по отношению к свежим породам в иллювиальном горизонте количества SiO_2 и Al_2O_3 . Молекулярное отношение SiO_2 : Al_2O_3 остается без изменения.

Выветрелые граниты местами покрываются суглинками VII и VIII террас р. Саганак, что доказывает их древний возраст. С другой стороны, наблюдения над лёссами северных предгорий Каратюбинских гор в районе г. Самарканда показывают, что лёссовая толща в основном состоит из материала разрушенных гранитов, причем в толще лёссов в виде единичных включений или прослоев нередко содержится дресва, галька и валуны, размером до 40 см в диаметре, выветрелых гранитов. Изучение таких включений выявило их совершенную аналогию с глинисто-

| Окислы | Плотный, слабо выветрелый гранит | Выветрелый гра- нит из глинисто- дресвяной зоны | Выветрелый гра- | |
|----------------------------|----------------------------------|---|-----------------|--|
| | обр. 46-6 | обр. 46-5 | обр. 46-2 | |
| SiO_2 | 63,36 | 61,72 | 57,89 | |
| TiO_2 | 0,85 | 1,04 | 0,93 | |
| Al_2O_3 | 16,45 | 16,68 | 15,56 | |
| Fe_2O_3 | 3,35 | 3,85 | 3,78 | |
| FeO | 0,43 | 0,29 | 0,29 | |
| CaO | 2,57 | 2,79 | 5,73 | |
| P_2O_5 | 0,78 | 0,75 | 1,14 | |
| MgO | 0,30 | 1,00 | 0,86 | |
| MnO | 0,04 | 0,05 | 0,05 | |
| Na ₂ O | 2,94 | 2,45 | 2,17 | |
| K_2O | 4,86 | 4,80 | 4,07 | |
| H ₂ O+ | 2,39 | 2,72 | 2,97 | |
| H_2O^- | 0,99 | 1,49 | 2,22 | |
| $\overline{\mathrm{CO}_2}$ | 0,22 | 0,02 | 2,72 | |
| С | 0,05 | 0,14 | 0,03 | |
| Сумма | 99,58 | 99,79 | 100,11 | |
| $SiO_2:Al_2O_3$ | 6,5 | 6,3 | 6,35 | |
| $CaO:Al_2O_3$ | 0,28 | 0,30 | 0,67 | |

дресвяным элювием гранитов горного района. Это доказывает тесную парагенетическую связь описываемого элювия и лёссов и в свою очередь дает возможность датировать элювий временем образования предгорных лёссов, т. е. средним плейстоценом.

Элювий гранитов поселков Оби-Гарм и Комсомолабад. Другим примером древнего антропогенового глинисто-дресвяного элювия на гранитах может служить элювий, описанный в выемках дороги Душанбе — Хорог в районе поселков Оби-Гарм и Комсомолабад. Гранитные дресвяники в обоих случаях очень близки по характеру и имеют несомненное сходство с элювием гранитов Каратюбинских гор. Отличие заключается в том, что в разрезах дресвяного элювия Оби-Гарма и Комсомолабада не были обнаружены карбонатные иллювиальные горизонты.

Выветрелые граниты сохранились на поверхностях и склонах высоких антропогеновых террас р. Вахш и его правых притоков. Перекрываются они лёссами и лёссовыми породами, часто обогащенными галькой и валунами в разной степени выветрелых гранитов. Мощность элювия достигает тут 3—5 м, причем весь видимый разрез представлен одной глинисто-дресвяной зоной.

Микроскопическое изучение гранитной дресвы Оби-Гарма и Комсомолабада показало, что процессам антропогенового выветривания предшествовала фаза гидротермального изменения гранитов, в результате чего на некоторых участках граниты были цеолитизированы, полевые шпаты в значительной степени серицитизированы, а биотит частично хлоритизирован. Серицитизация, предшествующая стадии выветривания, не сопровождалась разрыхлением породы. Это хорошо видно из сравнения сильно серицитизированных, но плотных лампрофировых жил и вмещающих их разрыхленных выветриванием гранитов. Процессы антропогенового выветривания привели к химическому изменению некоторых

слагающих граниты минералов и значительной дезинтеграции гранитов в целом.

Преобразование отдельных минералов в зоне выветривания сводится к следующему.

Кварц растрескивается на угловатые зерна.

Агрегаты цеолитов вследствие изменения количества содержащейся в них воды распадаются на отдельные пылеватые зерна, которые, однако, не теряют стеклянного блеска, остаются прозрачными и обладают характерными для цеолитов оптическими свойствами (Ng'=1,513; Np'=1,504; Ng'-Np'=0,009).

Калиевые полевые шпаты растрескиваются на угловатые мелкие обломки, которые в дальнейшем заметно не изменяются и сохраняют присущие им оптические свойства ($Ng'=1,525;\ Np'=1,519;\ Ng'-Np'=0,006$).

Плагиоклазы (типа олигоклаза с Nm=1,546) при выветривании отдельными участками и вдоль трещинок спайности замещаются буроватыми, тончайшими, трудно диагностируемыми глинистыми продуктами. Скорее всего это продукты монтмориллонитового состава.

Серицит с Ng'=1,595; Np'-1,565; Ng'-Np'=0,030 в свежих породах часто почти нацело замещает отдельные зерна плагиоклазов. В зоне выветривания чешуйки серицита слабо гидратируются. В гидратированных чешуйках теряются четкие ограничения и уменьшается величина двупреломления. В результате гидратации заместившего плагиоклаз серицита и частичной пелитизации самих плагиоклазов последние в элювии гранитов распадаются на тончайшие остроугольные обломки.

Биотит в зоне выветривания почти нацело гидратируется. В результате гидратации зерна биотита приобретают золотистый оттенок, сильно увеличиваются в объеме и распадаются на отдельные волокна. При этом происходит выделение бурых гидроокислов железа и титана, которые, однако, не распространяются в глубь породы, а концентрируются внутри самого биотитового зерна. Гидратированные разности отличаются от слабо выветрелого биотита с $Ng'=1,670;\ Np'=1,597-1,603$ слабым плеохроизмом и более низкими показателями преломления (Nm=1,585-1,582).

Гидробиотит при дальнейшем преобразовании в элювии переходит в зеленовато-бурые глинистые продукты вермикулитового (монтмориллонитового) состава (Nm=1,530), замутненные непрозрачными выделениями бурых гидроокислов железа и титана. Образование монтмориллонита по гидробиотиту идет в незначительном количестве.

Роговые обманки в свежем состоянии окрашены в зеленый цвет и ясно плеохроируют. При выветривании они распадаются на угловатые неправильные обломки. В дальнейшем по трещинкам спайности и целыми участками они начинают замещаться зеленовато-бурым монтмориллонитом. При этом выделяется незначительное количество бурых гидроокислов железа, которые концентрируются внутри зерен выветрелой роговой обманки и не дают ареолов окрашивания. Показатели преломления свежей роговой обманки: Ng'=1,682; Np'=1,666; Ng'-Np'=0,016; монтмориллонита — Nm=1,537-1,530.

Химические преобразования отдельных минералов в элювии идут весьма неравномерно. Наряду с полностью преобразованными зернами встречаются слабо выветрелые и почти свежие зерна мало устойчивых к выветриванию минералов. Тем не менее в связи с увеличением объема гидратированных минералов эти в общем незначительные изменения приводят к значительной дезинтеграции породы в целом. Физическое состояние гранитов в элювии иллюстрируется табл. 66.

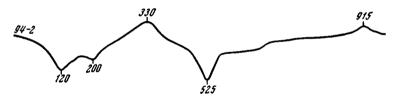
Суммарный состав глинистой фракции, выделенной из гранитного элювия,--- гидрослюдисто-монтмориллонитовый, по-видимому,

Гранулометрический состав гранитного дресвяника Оби-Гарма и Комсомолабада (средний диаметр зерен гранита 1—2 мм)

| · | Содержание фракции, % | | | | | | |
|-----------------------------------|-----------------------|--------------|--|--|--|--|--|
| Размер частиц, <i>мм</i> | Слабо выветр | елые граниты | Сильно выветрелые граниты | | | | |
| | -обр. 96-1 * | обр. 94-1 * | обр. 94-2 * | | | | |
| >1 | 50,5 | 50,4 | 11,3 | | | | |
| 1-0,5 | 14,2 | 12,3 | 10,0 | | | | |
| 0,5-0,25 | 14,4 | 11,8 | 15,1 | | | | |
| 0,25-0,1 | 11,5 | 11,1 | 21,7 | | | | |
| 0,1-0,05 | 5,9 | 6,8 | 19,8 | | | | |
| 0,05-0,01 | 2,3 | 2,5 | 8,2 | | | | |
| 0,01-0,001 | 0,5 | 3,9 | 10,3 | | | | |
| < 0,001 | 0,7 | 1,2 | 3,6 | | | | |
| Состав глинистой фракции (<0,001) | _ | | Монтмориллонит с примесью гидро- слюды | | | | |
| Ng' | _ | _ | 1,558 | | | | |
| Np' | _ | _ | 1,546 | | | | |
| Ng'—Np' | _ | – | 0,012 | | | | |

^{*} См. табл. 2.

с преобладанием монтмориллонитовой составляющей, так как показатели преломления довольно низкие: Ng'=1,558; Np'=1,546; Ng'-Np'=0,012. Примесь гидрослюды отражается на конфигурации термокривой (фиг. 42), которая отличается несколько пониженной, относительно глин монтмориллонитового состава, первой эндотермической остановкой.



Фиг. 42. Термограмма гидрослюдисто-монтмориллонитового глинистого вещества (фракция <0,001), выделенного из антропогенового элювия гранитов Оби-Гарма

Жилы лампрофирового состава среди гранитной сыпучки остаются плотными и распадаются на угловатые глыбы лишь в верхних горизонтах элювия.

Элювий сланцев Каратюбинских гор. Древний антропогеновый элювий на темно-серых кристаллических кварцево-биотитово-хлоритовых сланцах был описан на южном склоне Каратюбинских гор, в нескольких километрах севернее пос. Китаб. Нижние горизонты элювия представлены слегка разрыхленными и разрушенными до щебенчатого состояния сланцами. Вверх по разрезу степень дезинтеграции породы увеличивается. Выветрелые сланцы слегка осветляются и распадаются на отдельные обломки песчаного и алевритового размера. Самые верхние горизонты элювия пронизаны сеткой пелитоморфного кальцита и содержат многочисленные втеки суглинистого материала, состоящего из тончайших карбонатизированных обломков разрушенных выветриванием сланцев.

Структура материнской породы в обнажении сохраняется. Выветривание сопровождается гидратацией биотита и хлорита. Выветрелые чешуйки биотита отличаются горчично-желтой окраской, у гидратированных хлоритов увеличивается величина двупреломления, при этом сбрасывается небольшое количество гидроокислов железа и титана. Выветрелые сланцы покрываются плейстоценовыми лёссами.

Разрыхленные выветрелые сланцы и другие местные породы склона в форме разнообразных по размеру неокатанных обломков и дресвы попадают в покрывающие элювий лёссы. На некотором расстоянии от контакта с выветрелыми сланцами количество крупных обломков в лёссах сокращается, и они постепенно исчезают вовсе. Тем не менее среди алевритовых обломков тонких лёссов можно видеть все компоненты выветрелых сланцев. Это свидетельствует о тесной парагенетической связи элювия и лёссов и позволяет датировать элювий средним плейстоценом.

Элювий карбонатных пород Устюрта. Наиболее интересным примером древнего антропогенового элювия на карбонатных породах может служить неоднократно описываемый элювий Устюрта (Герасимов, 1930, 1934; Никитин, 1926; Лобова, 1954; Шувалов, 1949, и др.). Элювий Устюрта имеет сложное строение и значительное площадное распространение. Его удалось наблюдать в шурфах у западного чинка в районе колодца Моната, в ряде шурфов, пробитых вдоль тракта, идущего от Мангышлака до Кунья-Ургенча, на Центральном Устюрте; в районе развалин Белеули и особенно хорошо в сплошных разрезах канав строящегося газопровода Бухара — Урал, у восточного чинка. Элювий, развитый на однородных известняках сармата, во всех перечисленных районах имеет сходный характер.

Примером может служить разрез элювия, описанный в районе могилы Мантурлабай на Центральном Устюрте. Шурф, пробитый на еле заметной в рельефе возвышенности на фоне совершенно ровной поверхности плато, выше такыра снизу вверх вскрыл следующий разрез.

| Мощн | ость, | см |
|---|-------|-----|
| 1. Элювий. Известняк пористый, белый, со слабо заметным розовым | | |
| оттенком. Состоит из тонкокристаллического кальцита с многочисленными | | |
| раковинками фораминифер и створками пелеципод. Содержит рассеянные уг- | | |
| ловатые алевритовые зерна кварца Видимая мощность 2. Выщелоченный осветленный известняк. Постепенно, но быстро вверх | 10 | |
| | | |
| по разрезу переходит в белую известковую сыпучку с примесью кварцевых зе- | | |
| рен и остаточными, относительно плотными участками известняка. Сыпучка | | |
| образована мелкими обломками известняка со следами перекристаллизации | | |
| кальцита и рыхло сцементирована гипсом. Гипс встречается в форме чечеви- цеобразных кристаллов и сплошных пойкилитовых сростков. Несет следы по- | | |
| следующего растворения, которое морфологически выражается в появлении | | |
| ьертикально ориентированных, шестоватых сростков | 20 | |
| 3. Палевый известковый песок. Состоит из песчаных и алевритовых облом- | | |
| ков известняка материнской породы с большим количеством алевритовых зе- | | |
| рен кварца среди пелитоморфной карбонатной массы. Порода плотно сце- | | |
| ментирована гипсом | 50 | |
| 4. Известковый песок. Состоит из обломков раковистых сарматских из- | | |
| вестняков с алевритовыми зернами кварца. Количество гипса резко умень- | | |
| шается | 60 | |
| Элювий-делювий. Палевый известковистый песок, более темно- | | |
| го, чем нижележащие слои, цвета. Сложен обломками сарматских известняков, | | |
| со следами перекристаллизации по краям, с примесью алевритовых зерен квар- | | |
| ца. Зерна известняка и кварца часто облекаются тонким бордюром вмытого | | |
| сверху ярко интерферирующего глинистого вещества гидрослюдистого состава | | |
| (Ng'=1,570; Np'=1,549; Ng'-Np'=0,021). Зерна кварца здесь и в нижележа- | | |
| ших слоях несут ясные следы коррозии карбонатом. Выделения гипса, подоб- | | |
| ные тем, что встречаются ниже, отсутствуют. Вместо этого наблюдаются ред- | 30- | 35 |
| кие белые глазки гипса современного иллювиального горизонта | 10 | -00 |
| 6. Рыхлый известковый песок | 10 | |

Описанная стратиграфическая последовательность является условной, так как все переходы между слоями, исключая слои 4 и 5, происхо-

дят очень плавно и без следов перерыва. Общая мощность элювия достигает 130 см.

Разрез шурфа, пробитого на уровне такыра, представляет совершенно аналогичную картину, но отличается присутствием у поверхности крепкой пористой такырной корки, которая образована известково-кварцевым алевритом, сцементированным глинисто-карбонатным цементом. Колломорфные глинистые частички в пределах такырной корки, как и в предыдущем случае, облекают зерна кварца и кальцита и сложены гидрослюдой с Ng'=1,576; Np'=1,558; Ng'-Np'=0,018. Замечается несколько большее развитие верхнего гипсового горизонта белоглазки. Мощность элювиального слоя такая же, как и в предыдущем разрезе.

Характерна форма выделения гипса в нижнем горизонте элювия. Наряду с густо рассеянными в рыхлом известковом песке чечевицами гипса встречаются сплошные, довольно рыхлые массы гипса с характерной вертикальной сотовидной ориентацией сростков и пустот между ними, с ясными следами растворения на гранях кристаллов. Сотовидновыщелоченные гипсы нижнего горизонта элювия по своему облику очень похожи на выщелоченные гипсы, описанные выше, в районе станции Киркичи (см. стр. 21). Это дает основание считать, что ячеистая форма гипсового иллювия обязана последующему частичному выщелачиванию гипса во время какой-то более влажной эпохи. Если это верно, то описываемый элювиальный покров Устюрта свидетельствует о последовательной смене за антропогеновое время двух плювиальных и одной, не считая настоящей, сухой эпохи.

В первую плювиальную эпоху происходило выщелачивание известняков и образование элювия, состоящего из известковой сыпучки. В последующую сухую эпоху создается иллювиальный гипсовый горизонт. Вторая, значительно менее ярко выраженная плювиальная эпоха характеризовалась дальнейшим, видимо, менее значительным выщелачиванием известняков, а также гипсов иллювиального горизонта с образованием ячеистых текстур. В настоящую аридную эпоху сформировался маломощный гипсовый иллювиальный горизонт типа белоглазки. Незначительное проявление современного гипсообразования на Устюрте вполне понятно и объясняется глубоким залеганием минерализованных грунтовых вод. Атмосферные же воды промачивают уже лишенные сульфатных солей поверхностные горизонты плато и не содержат необходимого для гипсообразования сульфата-иона.

Карстовые проявления Султануиздага. Приведенные данные дополняются наблюдениями над карстовыми проявлениями в Султануиздаге. Маршрутные исследования в пределах Султануиздага выявили два типа карста. К первому типу относится карстовая воронка, обнаруженная на восточном окончании Султануиздага, на территории античной крепости Аяз-Кала, построенной на высокой выровненной поверхности среди поля развития известняков силура. Эта карстовая воронка, использованная древними жителями крепости как искусственный водоем, некогда была выполнена красноцветными бокситовидными глинами и относится к домеловому этапу развития.

Второй тип карста был описан на западной оконечности Султануиздага, в районе развития молодого увалистого рельефа, ниже поверхности выравнивания мелового и палеогенового времени. Карстовые воронки этого типа выполнены антропогеновыми суглинками и совершенно не выражены в рельефе. Одна из них была случайно обнаружена при изучении современного щебенчатого элювиального покрова. Воронка расположена в нижней части склона небольшой сопки, сложенной девонскими мраморовидными известняками близ их контакта с зелеными хлоритово-кремнистыми сланцами.

Шурф, пробитый в крайней восточной части воронки, вдоль ее стенки, достиг дна на глубине 2,5 м. В центральных частях, судя по уходящим в глубину понорам, глубина ее, по-видимому, значительно больше. Стенки воронки крутые, иногда с обратным уклоном. Дно неровное, с нишами и уходящими в глубину узкими понорами. Стенки покрыты коркой выщелачивания, в пределах которой известняки приобретают палевый оттенок и сильно разрыхлены. Заполняющие воронку рыхлые отложения имеют следующую стратиграфическую последовательность (снизу вверх).

Мощность, см 1. На закарстованной поверхности известняков, около дна воронки, слагая плечики небольшого, но ясно выраженного уступа, лежат зеленые породы, состоящие из плотно сцементированного гипсом глинистого дресвяника выветрелых зеленых хлоритово-кремнистых сланцев 15-25 2. Палевые щебенчатые суглинки. Состоят из угловатых зерен кварца и кальцита с небольшой примесью полевых шпатов и чешуек слюды и очень редкими зернами глауконита в глинисто-карбонатном цементе. Шебень представлен местными мраморовидными известняками, реже плотными и выветрелыми хлоритово-кремнистыми сланцами В суглинках часто встречаются валуны, размером 10-15 см, состоящие из дресвы выветрелых, сильно разрыхленных хлоритово-кремнистых сланцев, спементированной гипсом; загипсованные валуны имеют характерный сотовидный характер. Поскольку эти валуны принесены со стороны, никаких 220 закономерностей в ориентировке сот не замечается 3. Бурый тяжелый щебенчатый суглинок. Состоит из угловатых зерен кварца, полевых шпатов и кальцита, а также из обломков известняков и хлоритово-кремнистых сланцев. Цемент глинистый, местами глинисто-карбонатный. Глинистое вещество имеет колломорфный характер выделения, бурую окраску и высокие цвета интерференции. По оптическим $(Ng'=1,582;\ Np'=1,564;\ Ng'-Np'=0,018)$ свойствам относятся к гидрослюдам 20

Продукты заполнения карстовой воронки совершенно отчетливо разделяются на три генерации. К первой генерации относятся остаточные образования, состоящие из сцементированной гипсом дресвы кремнисто-хлоритовых сланцев, у дна воронки. Ко второй — палевые щебенчатые суглинки с валунами загипсованных пород. К третьей — маломощные бурые и серые суглинки современного или близкого к современному возраста

4. Серый пористый суглинок с небольшим количеством мелкого щебня

Микроскопическое исследование загипсованных дресвяников на дне воронки и загипсованных пород, находящихся в виде валунов в палевых суглинках, показывает, что они сложены глинистыми дресвяниками, аналоги которых по характеру выветривания материала можно видеть в современном элювии степной зоны. Огипсование в данном случае является наложенным процессом.

Принимая во внимание все изложенное, можно представить последовательность гипергенных процессов за антропогеновое время в пределах Султануиздага следующим образом.

- I. Плювиальная эпоха характеризовалась развитием карста среди известняков и образованием рыхлого глинисто-дресвяного элювия степного типа на сланцах. К этому этапу относится частичное заполнение карстовой воронки рыхлыми продуктами выветривания хлоритово-кремнистых сланцев (см. слой 1).
- II. Аридная эпоха образование среди выветрелых, разрыхленных в плювиальную эпоху пород, мощного гипсового иллювия и щебенчатого элювия на обнаженном скальном основании.
- III. Вторая, менее отчетливая, плювиальная эпоха разрушение и размыв прежнего элювиального покрова, некоторое переуглубление и заполнение карста (см. слой 2).
- IV. Вторая аридная эпоха (современная) образование современного щебенчатого элювия (см. слои 3 и 4).

Таким образом, наблюдения над антропогеновым карстом в Султануиздаге показывают аналогичную последовательность развития гипергенных процессов этого района и Устюрта. С другой стороны, анализ рыхлых заполнений в карстовой воронке дает основание считать, что современный элювиальный щебенчатый покров Султануиздага, а следовательно, и других пустынных районов Средней Азии образовался сравнительно недавно.

Элювий глинистых пород гор Байсунтау. Элювий глинистых пород описан в горах Байсунтау, в районе пос. Аулат на высоте 1800 м над уровнем моря. Выветриванием затронуты мезозойские плотные зеленые мергелистые глины. Выветривание сводится к перераспределению первичных карбонатов в породе. Известковые створки раковин и крупнозернистые скопления кальцита, разбросанные среди тлинистой массы породы, растворяются, часть карбонатов выносится и частично накапливается в нижних горизонтах профиля, образуя там полутораметровый горизонт карбонатного псевдомицелия. В невыветрелых породах содержится 40% карбоната, а в выветрелых содержание их снижается до 19,5—29,5%. В результате частичного выщелачивания карбонатов порода приобретает палево-серый цвет, пористость и лёссовидный облик. Мощность выветрелого горизонта около 2 м.

Элювий глинистых пород р. Кушки. Близкий по характеру процесса элювий обнаружен в Южной Туркмении, по левому берегу р. Кушки, в 15 км севернее г. Кушки. Выветриванием затронуты зеленые с желтыми железистыми пятнами глинисто-известковые алевриты неогена (?), залегающие в цоколе 5—5,5-метровой террасы р. Кушки. Выветрелые породы ближе к поверхности постепенно теряют пятнистость, выщелачиваются и переходят в рыхлую белесо-серую пористую массу с реликтовыми участками мало измененной материнской породы. Нижние горизонты элювия обогащаются вторичным кальцитом и гипсом. Мощность выветрелой зоны порядка 80—100 см. Выщелоченные породы покрываются палево-серым песчанистым лёссом, мощностью до 2 м.

Подобного типа элювий был обнаружен также на Мангышлакском

полуострове.

Краткий обзор древнего антропогенового элювия Казахстана и Средней Азии свидетельствует о широком и повсеместном развитии в былые плювиальные эпохи степного типа выветривания. Древний антропогеновый элювий большинства ныне аридных областей Средней Азии, в отличие от современного, имел более тонкий глинисто-дресвяный состав на силикатных породах, а выветривание карбонатных пород сопровождалось процессами выщелачивания, с образованием остаточных известковых сыпучек. В соответствии с характером элювия изменялся и состав продуктов его ближайшего переотложения. Плювиальные эпохи антроногена характеризуются сокращением количества поступающего с горных склонов грубого материала. В ряде случаев удается установить тесную парагенетическую связь древнего глинисто-дресвяного элювия горных склонов и предгорных плейстоценовых лёссов.

Плейстоценовые лёссы Средней Азии

В основу представлений о происхождении среднеазиатских лёссов положено изучение отдельных разрезов лёссовых толщ различных областей Среднеазиатской лёссовой провинции. Исследовались лёссы северного склона Киргизского хребта, хребта Атбаши, р. Арысь, Приташкентского района, Восточной Ферганы, г. Самарканда, южного склона Каратюбинских гор, долины р. Вахш и, наконец, предгорий Копет-Дага.

Изучение вещественного состава и микроструктуры древних лёссов, а также пространственного соотношения некоторых плейстоценовых

лёссов Средней Азии с древним антропогеновым глинисто-дресвяным элювием показывает много общих черт с описанным выше современным лёссом холодных высокогорных степей Внутреннего Тянь-Шаня. Это позволяет рассматривать плейстоценовые лёссы Средней Азии как продукты ближнего переотложения (делювий, пролювий) образующегося в горах элювия.

Пролювиально-делювиальный генезис лёссов Средней Азии впервые был установлен А. П. Павловым (1909, 1951) и С. С. Неуструевым (1925). Впоследствии эта гипотеза поддерживалась Н. П. Васильковским (1951, 1952, 1964). По мнению Н. П. Васильковского, лёссы являются. продуктом холодного климата ледниковых эпох. В процессе их формирования выделяются три стадии: 1) образование исходного лёссового материала, 2) его транспортировка и аккумуляция и 3) последующее преобразование в лёссовую породу. Все эти процессы происходили одновременно, что способствовало накоплению мощных толщ лёсса. В предложенной Н. П. Васильковским схеме различается протогенетическая, сингенетическая и диагенетическая стадии лёссообразовательного процесса. Основная роль в лёссообразовательном процессе отводится протогенетической стадии, в которую формируются такие свойства лёссов, как его карбонатность и агрегатность. В процессе переноса осуществляется только механическая сортировка материала, а в диагенетическую стадию — перераспределение в лёссах первичных карбонатов. Наши наблюдения подтверждают общую схему Н. П. Васильковского, однако вносят в нее существенные коррективы. Это касается главным образом природы происхождения исходных лёссовых компонентов и относительной роли отдельных стадий лёссообразовательного процесса в формировании окончательного литологического облика породы (табл. 67).

Таблица 67 Смеха лёссообразовательного процесса

| , | Сингепетиче | | | |
|---|---|--|---|--|
| Протогенетическая стадия | перенсс материала | отложение материала | Днагенетическая стадня | |
| Выветривание силикатных и карбонатных псрод в областях денудации с образованием мелкозема и карбонатных растворов | Сортировка и даль- нейшая дезинтеграция материала в результате его истирания; высажи- вание во взессях каль- цита; образовані е гли- нисто-алевритовых агре- гатов | Формирование ссновных свойств лёсса: гранулометрического ссстава, пористссти, цвета и текстуры; осаждение скрепляющего агрегаты хемогенного кальцита и т. п. | Уплотнение и окончательное оформление текстурных признаков лёсса; дальнейшее обызвесткование имеющей уже лёссовые свойства породы; частичисе перераспределение карбопатов | |

Протогенетическая стадия. По мнению Н. П. Васильковского, образование исходного лёссового материала происходит в условиях морозного выветривания, обеспечивающего обогащение продуктов дезинтеграции карбонатами, которые цементируют мельчайшие частицы в агрегаты, отвечающие пылеватой фракции. Фактически морозное выветривание приводит к образованию грубого щебенчато-глыбового элювия с незначительным количеством тонкого, практически бескарбонатного материала. Продукты морозного выветривания по этой причине не могут служить источником лёссов. Исходным материалом среднеазиатских лёссов служил описанный выше глинисто-дресвяный элювий, аналогичный элювию, развивающемуся в настоящее время в пределах субальпийского горного пояса. Области развития подобного элювия в плювиальные ледниковые периоды эпох лёссообразования значительно расширялись. Присутствие реликтов древнего антропогенового глинисто-дресвяного элювия в ныне сухих ландшафтных поясах нижних ступеней среднеазиат-

ского горного обрамления свидетельствует в пользу того, что грубые щебенчатые элювиальные образования, соответствующие пустынным и полупустынным климатическим зонам, в ледниковые эпохи на горных склонах отсутствовали. В соответствии с этим горные склоны в плювиальные ледниковые эпохи поставляли преимущественно тонкий материал, без большого количества валунов и щебня. Элювиальные процессы сопровождались выщелачиванием из выветривающихся пород первичных карбонатов. Формированием мелкозема за счет выветривания и дезинтеграции силикатных пород и образованием насыщенных гидрокарбонатно-кальциевых вод преимущественно в результате растворения кальцита материнских пород в горных районах заканчивается протогенетическая стадия лёссообразования.

Сингенетическая (и раннедиагенетическая) стадия. Образующийся на горных склонах тонкий элювиальный материал совместно с карбонатными растворами непрерывно по мере образования элювия поступал на более низкие отметки склона и в предгорья, образуя лёссы. В процессе транспортировки осуществлялась дальнейшая дезинтеграция подготовленного выветриванием материала в результате истирания и его механическая сортировка. Вследствие этого лёссы ближе к горам—источникам сноса очень быстро и незаметно переходят в лёссовидные суглинки и супеси и далее в настоящие щебенчатые образования, обычно смешанные с большим количеством палевого карбонатного мелкозема. Подобная фациальная изменчивость, весьма характерная для лёссовых толщ Средней Азии, отмечалась многими исследователями (Павлов, 1909, 1951: Кригер, 1951; Скворцов, 1957; Васильковский, 1964, и др.). Закономерные переходы по направлению к горам типичных по своим свойствам лёссов в лёссовидные суглинки, обогащенные грубым обломочным материалом, отмечал в своих письмах к М. И. Ломановичу В. А. Обручев (Ломанович, 1963).

Грубый обломочный материал среди лёссовидных суглинков предгорных районов часто находится в выветрелом состоянии и точно соответствует по составу породам близлежащих склонов, на которых местами сохраняются реликтовые элювиальные образования. Петрографическое изучение лёссовых толш в непосредственной близости к горному обрамлению позволяет увидеть характерные минеральные компоненты местных коренных пород и среди тонкого алевритового материала лёссов, лишенных грубых обломков. В этом отношении особенно характерны лёссы Самаркандского района, которые состоят из выветрелой дресвы и мельчайших обломков разрушенных гранитов Каратюбинских гор, и лёссы района пос. Китаб к югу от Самарканда. В последних отчетливо видны алевритовые частицы, входящие в состав развитых здесь выветрелых метаморфических сланцев. При некотором удалении от гор минералогические отличия отдельных разностей лёссов обычно стираются вследствие слияния и перемешивания отдельных конусов выноса с различными источниками питания. Однако и здесь зависимость литологического облика лёссов от состава материнских пород в областях денудации остается достаточно заметной, но только при сравнении лёссов различных крупных регионов. Отличия лёссов отдельных регионов заключаются не столько в минералогическом составе, сколько в содержании в них глинистого вещества и карбонатов, т. е. тех компонентов, которые являются основой структурных связей в лёссах.

Зависимость содержания карбонатов и глинистого вещества в лёссах от состава коренных пород, развитых в областях денудации, изучена еще недостаточно. Полевые наблюдения в самом общем виде показывают, что лёссы, развитые в районах распространения пород, например гранитов, дающих в элювии малое количество глинистого вещества и не содержащих карбонатов, обычно малоглинистые и относительно слабокарбо-

натны. В результате этого они слабо связаны и не образуют вертикальную стенку. Примером могут служить лёссы некоторых участков северного склона Киргизского хребта. Лёссы районов развития карбонатных пород обычно сильноизвестковистые. Приближаясь к горам, они нередко переходят в «каменные лёссы», т. е. алевритовые известняки, в значительной мере потерявшие просадочные свойства. Прослои таких пород обнаружены среди лёссов близ выходов палеозойских известняков севернее пос. Китаб. Глинистые разности лёссов распространены в районах развития пород, дающих при выветривании большое количество глинистого вещества, например серицито-хлоритовых сланцев. Глинистыми, как правило, бывают лёссы, развитые в районах распространения песчано-глинистых толщ мезо-кайнозоя. Примером могут служить лёссы некоторых разрезов Вахшской долины. В лёссах, образованных за счет переотложения мезозойских пород песчано-глинистого состава, с характерными глинистыми минералами гидрослюдисто-монтмориллонитового и гидрослюдистого состава иногда встречается заметная примесь заимствованного из древних толщ терригенного каолинита.

В процессе транспортировки элювиального материала по склонам в предгорья в сингенетическую стадию лёссообразования помимо механической сортировки материала и его дезинтеграции в результате истирания происходит также консолидация массы мельчайших обломочных частиц в характерные для лёссов глинисто-алевритовые агрегаты. Причину возникновения этих агрегатов, являющихся основой структурных связей лёссов (Попов, Танкаева, 1961; Танкаева, 1964), следует искать в специфических свойствах глинистых минералов. В результате изоморфного замещения Si на Al в тетраэдрической координации и Al на Mg и Fe в октаэдрической координации глинистых минералов в участках замещения высвобождается отрицательный заряд (Попов, Зубкович, 1963). Это обстоятельство приводит к возможности адсорбции глинистым веществом из среды посредством электрических сил одного катиона на один адсорбционный центр. Поскольку в данном случае мы имеем дело с водами гидрокарбонатно-кальциевого состава, таким катионом будет двухвалентный катион кальция. Адсорбция катионов кальция приведет к перезарядке активных центров и всей глинистой частицы. Таким образом, в системе оказываются противоположно заряженные частицы: терригенные — отрицательные (Цехомский, 1960) и коллоидные, глинистые — положительные. Электростатические силы взаимодействия этих зарядов приводят к облеканию обломочных алевритовых частиц в лёссах своеобразными глинистыми рубашками. Подобные глинистые рубашки вокруг обломочных частиц кварца, полевых шпатов и т. п. в виде тонкой оторочки хорошо ориентированных глинистых чешуек хорошо видны в лёссах при большом увеличении. Одновременно в связи со стремлением системы сократить свободную энергию идет процесс использования одного катиона двумя поверхностями в местах совпадения адсорбционных центров. Так образуется двухсторонняя электровалентная связь, которая приводит к прочному связыванию глинистых рубашек соседних зерен между собой и образованию глинисто-алевритовых агрегатов. Последние цементируются выпадающим из растворов пелитоморфным карбонатом.

Карбонаты в лёссах представлены главным образом кальцитом. Количество CaCO₃ в лёссах обычно варьирует в пределах от 12 до 35%. В «каменных лёссах» содержание CaCO₃ увеличивается до 60% и выше; MgCO₃ в лёссах часто отсутствует и в редких случаях превышает 0,5%. Как было показано выше, выветривание известковых доломитов в холодных высокогорных районах сопровождается преимущественным выщелачиванием кальцитовой составляющей и накоплением на месте доломитовой сыпучки. Таким образом, указанные соотношения в содержании

CaCO₃ и MgCO₃ хорошо согласуются с предположением о хемогенном источнике карбонатов в лёссах.

Кальцит в лёссах встречается главным образом в форме угловатых или изометрических зерен, близких по размеру к терригенным силикатным обломкам основной массы, либо в виде тончайших пелитоморфных скоплений, более или менее равномерно пропитывающих всю породу. Соотношение различных типов выделения карбонатов в лёссах различных разрезов неодинаково. По предварительным наблюдениям, которые требуют еще уточнения, пелитоморфные карбонаты преобладают в лёссах относительно более влажных районов и в непосредственной близости к горному обрамлению. Лёссы более сухих районов, например лёссы Копет-Дага и удаленных от гор разрезов северного склона Киргизского хребта, содержат карбонаты преимущественно в форме угловатых и изометрических зерен.

Карбонатные зерна в лёссах имеют различное происхождение. Часть из них, это касается главным образом угловатых зерен, происходит за счет разрушения карбонатсодержащих пород в элювии склонов. В дальнейшем такие зерна транспортируются совместно с другими терригенными частицами. Другая и, по-видимому, основная часть карбонатных зерен лёсса образована за счет выпадения кальцита из гидрокарбонатнокальциевых вод в результате их метаморфизации в процессе транспортировки лёссового материала, до его отложения. Очевидно, исходный лёссовый материал и сами лёссы в Средней Азии образовывались в несколько отличных климатических зонах. Растворы бикарбоната кальция совместно с мелкоземистым материалом, попадая из горных холодных и более влажных районов, в которых формируется элювий, в относительно более теплые и сухие предгорья, постепенно теряли углекислоту и осаждали часть карбонатов еще во взвесях. Дальнейшая транспортировка выпавших кристалликов карбоната кальция не отличалась от транспортировки других терригенных частиц будущего лёсса. Подобный процесс наблюдается и в настоящее время в водах транзитных рек аридной зоны (Радушев, 1957). Карбонатные зерна, совершенно аналогичные по морфологии зернам, встречающимся в лёссах, наблюдались нами среди пойменного аллювия среднего течения Аму-Дарьи.

Другая часть карбонатов выпадала из растворов в виде пелитоморфного кальцита. Пелитоморфный хемогенный кальцит в лёссах очень тесно ассоциирует с глинистым веществом, обволакивает отдельные зерна и участвует в строении глинисто-алевритовых агрегатов, поэтому следует предполагать, что основная часть кальцита в пелитоморфной форме выпадала в процессе отложения материала и в раннедиагенетическую стадию. Этот вывод подтверждается наблюдениями над образованием современных делювиальных лёссов перевалов Акбеит и Долон.

Метаморфизация поверхностных и грунтовых вод при удалении от областей питания в сторону более сухих и теплых предгорий приводила к накоплению в лёссах наряду с пелитоморфным хемогенным кальцитом небольшого количества сингенетичного гипса. Подобные процессы в значительно более резком выражении происходят и в настоящее время. По данным Д. М. Кугучкова (1937), в почвах лугового типа долины р. Зеравшан в восточных районах Самаркандской области из грунтовых вод выпадают карбонаты (шохи). В долине среднего Зеравшана образуются гипсово-карбонатные прослои (арзыки). Еще ниже, в Бухарском оазисе — сульфаты и хлориды щелочных земель.

Сингенетическими скорее всего следует считать и такие признаки

лёсса, как его высокую пористость и отсутствие слоистости.

Причины возникновения этих признаков рассмотрены выше при описании современного лёссообразования в высокогорных степях Внутреннего Тянь-Шаня (см. стр. 109).

Диагенетическая стадия. В диагенетическую стадию лёссообразовательного процесса происходило дальнейшее обызвесткование породы, имеющей уже лёссовые свойства, в результате осаждения пелитоморфного кальцита из гидрокарбонатно-кальциевых поверхностных и грунтовых вод, а также частичное перераспределение карбонатов за счет использования внутреннего резерва. Перемещение и осаждение карбонатов в лёссах в диагенетическую стадию сопровождалось коррозией и частичным растворением силикатных терригенных частиц в участках интенсивной карбонатизации, а также значительной коррозией карбонатных зерен. Одновременно происходило уплотнение породы в результате разрушения части непрочных агрегатов и цементации некоторых пор кальтитом.

Таким образом, анализ имеющегося материала свидетельствует о том, что лёссы Средней Азии образуются в субаэральной обстановке в результате нормального осадочного процесса, протекающего в холодных степных условиях ледниковой эпохи. Источником лёссового материала служит тонкий элювий горных склонов. Основные свойства лёсса как горной пероды складываются в сингенетическую и отчасти диагенетическую стадии, которые протекают в сходной физико-химической обстановке, способствующей ограниченной миграции и осаждению карбонатов.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АНТРОПОГЕНОВОГО ЭЛЮВИЯ И ПРОДУКТОВ ЕГО БЛИЖАЙШЕГО ПЕРЕОТЛОЖЕНИЯ В РАЗЛИЧНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЗОНАХ КАЗАХСТАНА И СРЕДНЕЙ АЗИИ

Общим признаком антропогенового элювия аридных и семиаридных областей Казахстана и Средней Азии является грубый состав и слабое развитие гипергенных глинистых продуктов. Окраска элювия обычно почти не отличается от окраски материнских пород. В редких случаях при выветривании пород, содержащих железосодержащие минералы (роговые обманки, биотит и т. п.), в полупустынной зоне Центрального Казахстана продукты выветривания начинают приобретать красноцветный характер. Красноцветные продукты выветривания образуются и в высокогорных холодных условиях при разрушении пород, содержащих сульфиды.

Общая характеристика современного элювия и продуктов его ближайшего перестложения в различных климатических зонах Казахстана и Средней Азии приводится в табл. 68.

Наиболее грубый состав продуктов выветривания имеет элювий, который образуется под воздействием высокогорного субнивального и нивального, а также аридного климата. Выветривание в этих условиях сводится главным образом к физической дезинтеграции пород действием морозного и температурного выветривания.

Относительно более тонкий состав имеют продукты современного выветривания узкой полосы влажного (лесо-лугово-степного и субальпийского) горного пояса и степной зоны северной части Казахского нагорья. В этих условиях диспергация выветривающихся пород происходит главным образом под воздействием расклинивающего действия тончайших водных пленок и силами, обусловленными увеличением объема минералов при их гидратации. Выветривание в степных условиях сопровождается гидратацией и пелитизацией биотита, серицита, хлоритов, роговых обманок и плагиоклазов. Процесс пелитизации идет очень неравномерно. В результате диспергированные продукты выветривания (фракция <0,001) наряду с глинистыми минералами гидрослюдистого, монтмориллонитового, а изредка и каолинитового состава содержат

| • | Кли | 1 мат | | Характеристика с | овременного выветривания | | | <u> </u> | аолица 68 |
|-----------------------|-------------------------------|---|--|---|---|---|--|---|---|
| показ | | показатель | доминирующие агенты выветри- | общий характер | основные процес | сы, происходящие ювии | Характер иллювиальных | Продукты ближ- него переотложения | Основные районы исследогания |
| влажности | | температуры | вания | элювия | на силикатных породах | на карбонатных породах | горизонтов | элювия | желедогания |
| | | Умеренно теплый (равнинные районы) | Температурное | Дресвяный и пылевато-щебенча- тый | Физическая | Физическая дезинтеграция | | Легкораствори Серые пылевато щебенчатые, обычно, хсть и не в сегда карбонатные | |
| Аридный / | дный / | Холодный (горные районы) | Температурное. Над горизонтом многолетней мерз- лоты слабо выра- женное физико- химическсе | | Физическая дезинтеграция. Слабая гидратация биотита, хлорита и мусковита | Физическая дезинтеграция. Слабое выщелачивание с образованием сыпучки | Легкорастворимые соли, гипс, изредка карбонаты | суглинки и щебенчатые осыпи | Высокогорные пустыни Восточного Памира |
| | Нивальный (высоких гор) | | Температурное | Пылевато-щебен- чато-валунный | Физическая дезинтеграция | | Отсутствуют | Щебенчато-га- лунные, с неболь- шим количеством пылеватого мате- риала осыпи | Нигальный пояс хребтов Терскей- Алатау, Киргиз- ского и Атбаши |
| | Субнивальный (высоких гор) | | Мсрознсе | Цебенчато-глыбо- вый | Физическая дезинтег- рация Физическая дезин- теграция. Слабое выще- лачивание | | Отсутствуют | Курумники. На пологих склонах полиговальные, глыбово-суглинисть е образования | Альпиї.ский и суб- нивальный пояса хребтов Терсксй- Алатау и Кургиз- ского |
| | Зона по- лупу- стынь | Умеренно теплый | Температурное и морозное. Слабое физико-химическое | Дресвяный и пы- левато-щебенчатый со слабым прояв- лением красноцвет- ного выветривания | Физическая дезин- теграция. Гидратация биотита, роговых об- манок, хлоритов ит. п. | Выщелачивание с образованием сыпучки | Карбонаты и гипсы | Серые, часто не карбонатные пылевато-щебенчатые суглинки | 10 Казахетана |
| | | Субтропичес- кий | • | Дресвяный и пылевато-щебенча- тый | | | | | Хребет Гезгядык в южной Туркме- нии |
| Семи- арид- ный | Зона степей | Умеренно теплый (рав- нинные районы) | Главным образом физико-химическое | Глинисто-дрес- вяный | Биотит → гидробиотит(+ гидрогетит + лей- коксен) → Еермикулит → → монтмориллонит. Роговая обманка → → монтмориллонит + + гидрогетит. Плагио- клазы → монтморилло- нит. Серицит → гидро- мусковит → каолинит (?) | Интенсивное выщелачивание с образованием сыпучки | Карбонаты, из- редка гипс | Серые и бурые, обычно карбонат- ные малощебенча- тые суглинки | Степнь е районы се герной ч.сти Казахского нагорья |
| | | Умеренно теплый и хо- лодный (гор- ные районы) | | | | | Лесо-лугово-степная зона: хорошо выраженый карбонатный иллювий, Субальпийская зона: отсутствует или маломощный карбонатный иллювий иллювий | Серые малоше- бенчатые карбонат- ные суглинки. В степной высо- когорной зоне: де- лювиальные лёссы | Высокогорные районы Тянь-Шаня и Памира (лесо- лугово-степной и субальтийский гор- ные пояса) |

большее количество слабогидратированных слюд, хлоритов, а также кварца, полевых шпатов и т. п. Примесь неглинистых минералов в коллоидной фракции, выделенной из элювия, регистрируется рентгеновским анализом. Эти же примеси являются причиной слабой дифференциации большинства приведенных в работе термограмм элювиальных глинистых продуктов.

Исследование антропогенового элювия позволяет подойти к решению вопроса о природе серицитизации плагиоклазов в дресвяной зоне элювия. Литературные данные по этому вопросу довольно противоречивы. Ряд авторов (Шафрановский, 1932; Земятченский, 1933; Петров, 1948, 1958; Глазовская, 1950; Парфенова, 1950; Ярилова, 1950) связывают процесс серицитизации плагиоклазов с выветриванием. Другие авторы (Куковский, 1963;-Никитина, 1963) считают процесс серицитизации более ранним и не связанным с корой выветривания. Исследование дресвяных зон молодого элювия позволяет присоединиться к мнению последних. Серицитизация и соссюритизация плагиоклазов, хлоритизация биотита, эпидотизация, цеолитизация и т. п. вторичные изменения не связаны с процессом выветривания. Об этом свидетельствует эпизодическое развитие среди молодых дресвяников подобных образований, а также непосредственное замещение свежих плагиоклазов монтмориллонитом без стадии серицитизации. Сильно серицитизированные плагиоклазы встречаются, например, как среди совершенно плотных гранитов, так и в разрыхленной дресвяной зоне, т. е. серицитизация сама по себе не приводит к разрыхлению породы. В то же время следует отметить, что прежде серицитизированные граниты в результате сравнительно быстрой гидратации серицита образуют дресвяники большей мощности, чем граниты несерицитизированные.

Грубый состав современного элювия, формирующегося главным образом в аридных условиях послеледникового оптимума, определяет широкое развитие грубых образований среди современных склоновых и предгорных отложений. Плювиальные эпохи антропогенового периода, совпадающие с развитием горного оледенения в Средней Азии, характеризовались значительным расширением области развития относительно более тонкого степного элювия. В соответствии с изменением состава элювия склонов грубые песчано-галечно-валунные конуса выноса предгорных шлейфов, соответствующие аридным эпохам, в плювиальные периоды сменяются в разрезе тонкими лёссовыми породами. Изучение условий формирования современных делювиальных лёссов высокогорных степей Внутреннего Тянь-Шаня, а также плейстоценового элювия и одновозрастных ему лёссов позволяет наметить тесную парагенетическую связь между элювием склонов и предгорными лёссами Средней Азии. Последние рассматриваются нами как делювиально-пролювиаль-

ные образования холодного степного климата.

ЭЛЮВИЙ ТРОПИЧЕСКОГО КЛИМАТА И ПРОДУКТЫ ЕГО БЛИЖАЙШЕГО ПЕРЕОТЛОЖЕНИЯ

В условиях тропического климата на территории Средней Азии и Казахстана (Наливкин, 1936; Шварцбах, 1955; Машрыков, 1958; Буракова, 1962; Троицкий, 1962; Цепелев, 1964, и др.) развивалась нижнемезозойская (Т₃—І₁) кора выветривания (Перельман, 1955; Коннов, 1956; Разумова, 1956; Цепелев, 1963; Абдуллаходжаев, Петров и др., 1963), выраженная мощным глинистым элювием. В наиболее полных разрезах нижние горизонты этой коры выветривания — зеленые, пестроцветные или красные, верхние — белые с жилами бурых железняков и кварца. Часто нижние пестроцветные и красные горизонты коры выветривания выпадают и весь профиль представлен обеленными каолини-

зированными породами.

Нижнемезозойскую кору выветривания Средней Азии и Южного Урала обычно называют латеритной и описывают как единое образование. Однако детальное изучение этой коры выветривания показало, что зональность ее обусловлена наложением двух разновозрастных процессов. Нижние пестроцветные и красноцветные горизонты коры выветривания, иногда обогащенные свободными гидроокислами алюминия, обязаны верхнетриасовым латеритным процессам (Черняховский, 1963б). Верхние обеленные каолинитовые горизонты являются более молодыми образованиями. Продукты ближайшего переотложения красноцветной латеритной коры выветривания, синхронные времени ее образования, неизвестны, а с площадями развития белой каолинитовой коры выветривания обычно тесно связана пестроцветная бокситоносная континентальная толща, состоящая из продуктов переотложения каолинитовой коры выветривания. Время отложения этой толщи в восточных районах Средней Азии определяется рэтом (Коннов, 1956, 1957, 1958; Сикстель, 1960), а в пределах Туаркыра и Мангышлака — лейасом (Машрыков, 1958; Буракова, 1962). Процессами обеления и каолинизации захватываются также и продукты переотложения белой каолинитовой коры выветривания. Такие соотношения свидетельствуют о тесной парагенетической связи белой каолинитовой коры выветривания и осадочных отложений рэта и лейаса и позволяют датировать белую каолинитовую кору выветривания временем накопления этих отложений.

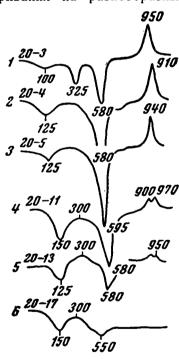
Отличия красноцветной латеритной и белой каолинитовой кор выветривания заставляют считать их образованиями различного климата. Наиболее вероятно, что красноцветная латеритная кора выветривания формировалась в условиях сезонно влажного тропического климата, для которого характерны красноцветные продукты выветривания. Белая каолинитовая кора выветривания является продуктом постоянно влажного тропического климата. Это подтверждается находками теплолюбивой и влаголюбивой флоры среди продуктов ее ближайшего переот-

ложения.

Глава V

ВЕРХНЕТРИАСОВАЯ ЛАТЕРИТНАЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ СЕЗОННО ВЛАЖНОГО ТРОПИЧЕСКОГО КЛИМАТА

Красноцветная латеритная кора выветривания на описываемой территории почти не сохранилась. В большинстве случаев она была уничтожена эрозией или преобразована последующими процессами выветривания еще в нижней юре. Отдельные выходы красноцветной коры выветривания на разнообразных породах известны в Орской депрессии



Фиг. 43. Термограммы слабо измененных и в различной степени выветрелых диабазовых порфиритов Орской депрессии 1—гиббсит-каолинитовая зона; 2—3—верхние горизонты зоны выщелоченных и окисленных гидрохлоритов; 4— нижние горизонты зоны выщелоченных и окисленных гидрохлоритов; 5— гидрохлоритово-каолинитовая зона; 6— зона дезинтеграции

Южного Урала, в северной и южной Фергане, в Гиссарской горной системе (Коннов, 1956; Гипп, 1959) и в центральных Кызылкумах. В большинстве из этих районов сохранились нижние горизонты коры выветривания, и лишь в Орской депрессии удалось установить полный латеритный профиль (Черняховский, 1963б). Материнской породой коры выветривания в разрезе Орской депрессии является миндалекаменный диабазовый порфирит, слабо выветрелые которого встречены разности скважиной на глубине 217 м, под отложениями юры и рэт-лейаса. Профиль выветривания диабазовых порфиритов состоит из четырех зон: дезинтеграции (видимая мощгидрохлорит-каолинитовой ность м), 1 (18,8 м), окисленных и выщелоченных гидрохлоритов (16 м) и гиббсит-каолинитовой (0,5 m).

Диабазовые порфириты зоны дезинтеграции отличаются щебенчатой отдельностью. Это довольно плотные темно-зеленые породы с многочисленными мелкими (0,5— 2.0 мм) миндалинами белого и зеленого цвета и трещинами, выполненными кальцитом. Микроструктура породы порфировая, с гиалопелитовой или интерсептальной основной массой. Основная масса сложена темно-зехлоритом плеохроирующим не леным. (Nm = 1,588). В миндалинах обнаружены светло-зеленые, ясно плеохроирующие хлориты (Nm=1,609) и цеолиты (Ng'=1,516;Np' = 1,504). Порфировые вкрапленники образованы альбитизированным плагиокла-30M (Ng'=1,537; Np'=1,525).

Диабазовые порфириты зоны дезинтеграции мало отличаются от неизмененной выветриванием породы. Полевые шпаты здесь еще остаются неизмененными, либо слабо замещаются монтмориллонитом, а хлоритизированное в результате зеленокаменного изменения стекло основной массы и хлориты миндалин слабо гидратированы, что отражается в появлении на их термограмме низкотемпературного (150°) эндотермического эффекта (фиг. 43, кривая 6). Кальцит прожилков выщелачивается. В результате увеличения объема хлоритов в процессе их гидратации происходит дезинтеграция и разрыхление породы.

Таблица 69 Химический состав (%) слабо измененных и в различной степени выветрелых диабазовых порфиритов Орской деп > ессии

| Окислы | Зона дез- интеграции | Гидрохлорит- каолинитовая зона | Зона окисл | Гиббсит- каолинито- вая зона | | |
|--|-------------------------|--------------------------------------|------------|------------------------------------|-----------|-----------|
| - · · · · · · · · · · · · · · · · · · · | обр. 20-17 | обр. 20-13 | обр. 20-11 | обр. 20-5 | обр. 20-4 | обр. 20-3 |
| SiO ₂ | 45,57 | 43,86 | 41,13 | 37,60 | 40,63 | 39,93 |
| TiO_2 | 0,86 | 1,42 | 1,53 | 1,75 | 1,00 | 1,74 |
| Al_2O_3 | 18,18 | 21,99 | 29,02 | 29,55 | 31,14 | 37,49 |
| ${\sf Fe_2O_3}$ | 4,51 | 5,96 | 9,76 | 14,73 | 8,26 | 2,39 |
| FeO | 6,65 | 5,35 | 1,92 | 1,11 | 2,52 | 1,66 |
| CaO | 3,91 | 0,97 | 0,82 | 0,70 | 0,80 | 0,54 |
| P_2O_5 | 0,17 | 0,07 | 0,08 | 0,08 | Не опр. | Не опр. |
| MnO | 0,08 | 0,12 | 0,04 | 0,08 | Не опр. | Не опр. |
| MgO | 5,68 | 3,01 | 1,05 | 0,28 | 0,24 | 0,11 |
| Na ₂ O | 2,75 | 0,79 | 0,21 | 0,17 | 0,42 | 0,31 |
| K_2O | 1,10 | 2,15 | 0,61 | 0,14 | 0,08 | 0,08 |
| H_2O^+ | 6,36 | 9,27 | 10,15 | 10,87 | 11,52 | 12,75 |
| H_2O^- | 3,90 | 5,42 | 4,09 | 2,93 | 3,34 | 2,19 |
| CO_2 | 0,16 | Нет | Нет | 0,23 | 0,16 | 0,09 |
| C | 0,01 | Нет | 0,05 | 0,08 | 0,35 | 0,18 |
| Сумма | 99,89 | 100,38 | 100,46 | 100,30 | 100,46 | 99,46 |
| $SiO_2: Al_2O_3$ | 4,2 | 3,4 | 2,4 | 2,1 | 2,21 | 1,8 |
| Fe_2O_3 : FeO | 0,3 | 0,5 | 2,3 | 6,1 | 1,48 | 0,65 |
| $H_2O^+: (RO + R_2O)$ | 1,3 | 4,0 | 11,8 | 27,5 | 23,7 | 37,4 |
| $SiO_2: (RO + R_2O)$ | 2,8 | 5,7 | 14,2 | 28,4 | 25,0 | 35,0 |
| ${ m Al_2O_3}$ (конеч.) : : ${ m Al_2O_3}$ (исходн.) | 1 1 | 1,2 | 1,6 | 1,6 | 1,7 | 2,06 |

Таблица 70 Дебаеграмма зеленых гидрохлоритов из верхних горизонтов гидрохлоритово-каолинитовой зоны коры выветримания диабазовых порфиритов (обр. 20-13б)

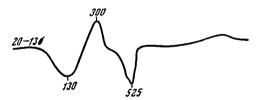
| 1 | d/n | I | d/n | I | d/n |
|----|------|---|-------|---|-------|
| 10 | 14,6 | 4 | 3,51 | 1 | 2,357 |
| 10 | 7,12 | 4 | 3,32 | 1 | 1,843 |
| 6 | 4,43 | 3 | 3,23 | 1 | 1,798 |
| 3 | 4,20 | 1 | 2,98 | 3 | 1,519 |
| 1 | 3,92 | 1 | 2,75 | 3 | 1,489 |
| 1 | 3,75 | 5 | 2,557 | | |

Дебаеграмма начальных продуктов изменения альбитизированного плагиоклаза в гидрохлорит-каолинитовой зоне коры выветривания диабазовых порфиритов (обр. 20-15)

| I | d/n | I | d/n | 1 | d/n |
|----|-------|-----|------|---|-------|
| 9 | 14,57 | 5 | 3,64 | 7 | 2,557 |
| 1 | 10,46 | 4 | 3,46 | 1 | 2,157 |
| 3 | 7,30 | 9 | 3,32 | 1 | 2,128 |
| 4 | 4,93 | 7 | 3,21 | 1 | 1,992 |
| 10 | 4,43 | 6 | 2,98 | 4 | 1,813 |
| 6 | 4,20 | 1 | 2,88 | 7 | 1,487 |
| 5 | 3,75 | . 1 | 2,75 | | |

В гидрохлорит-каолинитовой зене происходит дальнейшая гидратация хлоритов и главным образом каолинизация полевых шпатов. Эта зона так же, как и предыдущая, зеленоцветная. Хлориты в ней не разрушаются. Молекулярное отношение Fe₂O₃: FeO, характеризующее процесс окисления. Даже в самых верхних горизонтах зоны остается меньше 1 и почти не отличается от такового в зоне дезинтеграции. Незначительно выщелачивается магний и Fe (табл. 69). В процессе гидратации хлориты основной массы и миндалин постепенно теряют свои индивидуальные черты. Все они приобретают одинаковые оптические свойства и своеобразную сферолитовую структуру. Гидрохлориты отличаются зеленым цветом, не плеохроичны, имеют Nm = 1.571 и низкое двупреломление. Их термограмма (фиг. 44) характеризуется двумя эндотермическими (130° и 525°) и одной экзотермической (300°) остановками. Рентгенограмма гидрохлоритов (табл. 70) имеет характерные для хлоритов рефлексы: 14,6; 7,12; 4,43; 3,32 и 2,557 kX; при насыщении глицерином базальный рефлекс возрастает до 17,5 kX. При прокаливании рефлекс снижается до 12 kX.

В нижних горизонтах гидрохлорит-каолинитовой зоны продукты изменения альбитизированного плагиоклаза порфировых вкрапленников представлены монтмориллонитом с Nm=1,550 и хорошо выраженными рефлексами d/n=14,56 kX (табл. 71). Монтмориллонитизация полевых



Фиг. 44. Термограмма хлорита с небольшой примесью каолинита, отобранного из гидрохлоритово-каолинитовой зоны коры выветривания диабазовых порфиритов (Орская депрессия)

шпатов сопровождается вторичным обогащением элювия кальцитом. Кальцит высаживается в виде секущих жилок или оторочки каждого зерна монтмориллонитизированного полевого шпата. Это явление, видимо, объясняется выщелачиванием кальция из полевых шпатов.

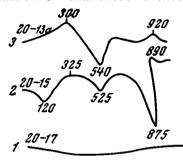
В верхних горизонтах происходит каолинизация монтмориллонита, образованного по полевым шпатам. Чешуйчатые агрегаты каолинита,

развивающегося по монтмориллониту, имеют низкое двупреломление и показатели преломления Nm=1,564. Кальцитовые оторочки растворяются. Процесс каолинизации полевых шпатов сопровождается выносом кальция, натрия, кремния и алюминия (см. табл. 90). На фиг. 45 приведены термограммы, характеризующие процесс выветривания плагиоклазов.

Зона окисленных и выщелоченных гидрохлоритов отличается пестрыми (внизу) и красными (вверху) тонами окраски. Это глинистые породы со слабо заметной реликтовой структурой диабазовых порфиритов. Зона окисленных и выщелоченных гидрохлоритов развита на зеленоцветной гидрохлорит-каолинитовой зоне и является непосредственным ее развитием. Для этой зоны характерны процессы преобразования гидрохлоритов. Каолинит, образованный по полевым шпатам, заметных изменений не претерпевает.

Из табл. 69 видно, что молекулярное отношение Fe₂O₃: FeO уже в самых нижних горизонтах этой зоны становится больше 1. Выше по профилю происходит дальнейшее окисление закисного железа

гидрохлоритов с образованием красного гидрогематитового пигмента. Кора выветривания приобретает пеструю, а затем красную окраску. Одновременно выщелачивается и выносится магний гидро-В результате выветривания хлоритоз. гидрохлоритов в верхних горизонтах зоны образуется своеобразный зеленоватый чешуйчатый каолиноподобный минерал с двупреломлением, показателем преломления Nm = 1,564 и термическими эффектами, присущими минералам группы каолинита (см. фиг. 43, кривые 2 и 3), с хлоритовой структурой (d/n ==13,36 kX) (табл. 72). Образование этого минерала, по данным рентгенолога Т. В. Долматовой (ГИН АН СССР), происходит в результате сложных внутрипакетных замещений двухвалентного железа и магния гидрохлоритов на алюминий,



Фиг. 45. Термограммы свежего и в различной степени выветрелого плагиоклаза из коры выветривания диабазовых порфиритов (Орская депрессия) 1—свежий плагиоклаз; 2—монтмориллонитизированный плагиоклаз с кальцитом; 3—каолинизированный плагиоклаз

при этом выносится некоторое количество кремния. Валовый анализ показывает, что молекулярное отношение SiO₂: Al₂O₃ в этой зоне уменьшается до 2,4—2,2 против 3,4 в гидрохлорит-каолинитовой зоне.

В зоне выщелоченных и окисленных гидрохлоритов процесс выветривания приобретает латеритный характер, так как начинается обогащение коры выветривания полуторными окислами. Однако микроскопические исследования и данные химических и термических анализов свидетельствуют о том, что на первых стадиях процесса латеритизации в коре выветривания в свободном виде встречаются только гидроокислы железа.

Верхняя гиббсит-каолинитовая, собственно латеритная зона коры выветривания диабазовых порфиритов формируется тогда, когда в значительной степени завершились процессы окисления и выщелачивания гидрохлоритов. В этой зоне происходит распад гидрохлоритов на каолинит (Nm=1,561-1,564), гиббсит и гидрогематит. Каолинит, образованный в результате выветривания полевых шпатов в нижних горизонтах коры выветривания, по-прежнему не изменяется.

Механизм распада окисленных и выщелоченных гидрохлоритов не совсем ясен. Судя по химическим анализам, разрушение решетки и каолинизация выщелоченных и окисленных гидрохлоритов сопровождается выносом из нее окисного железа и кремнекислоты. Окисное железо, по-

| Из верхних горизонтов зоны выщелоченных и окисленных і идрохлоритов (обр. 20-4) | | Из гиббситов товой (обр. 2 | зоны | Из верхних зоны выщел окисленных ги (обр. | юченных и ідрохлоритов | Из гиббситово-каолини- товой зоны (обр. 20-3) | | |
|---|-------|----------------------------------|------|---|---------------------------|---|--------|--|
| I | d/n | 1 | d/n | 1 | d/n | 1 | d/n | |
| Ср. ш. | 13,36 | О. сил. ш. | 13,4 | Ср. сл. | 2,186 | Сил. | 2,49 | |
| Ср. ш. | 10,2 | 1 | 10,6 | О. сл. | 2,07 | Сил. | 2,34 | |
| О. сил. | 7,2 | Сл. | 8,83 | Ср. сл. | 1,97 | Cp. | 2,29 | |
| О. сил. | 5,75 | О. сил. | 7,22 | Сл. | 1,88 | Сл. | 2,20 | |
| Ш. | 4,93 | О. сл. | 6,55 | Сл. | 1,83 | Ср. сл. | 1,98 | |
| О. сил. | 4,44 | Ср. ш. | 5,97 | О. сл. | 1,79 | О. сл. | 1,94 | |
| Сил. | 4,18 | 1 | 5,35 | Ср. сил. | 1,67 | О. сл. | 1,895 | |
| Cp. | 3,87 | Ср. ш. | 5,19 | Ср. сил. | 1,65 | О. сл. | 1,83 | |
| О. сил. | 3,49 | | 4,79 | Сл. ш. | 1,629 | Сл. | 1,79 | |
| Ср. сил. | 2,68 | О. сил. | 4,43 | | 1,5992 | | 1,69 | |
| О. сил. | 2,56 | О. сил. | 4,18 | Cp. | 1,5436 | Ср. сил. ш. | 1,655 | |
| О. сил. | 2,49 | Cp. | 3,88 | О. сил. | 1,4856 | Ср. сил. | 1,620 | |
| Cp. | 2,42 | О. сил. | 3,54 | Ср. | 1,4457 | Ср. сл. | 1,5334 | |
| Сил. | 2,33 | Ср. сил. | 3,38 | - | | О. сил. | 1,4630 | |
| Cp. | 2,28 | Сил. | 2,55 | | | Cp. | 1,4308 | |

кидая решетку гидрохлоритов, по-видимому, садится здесь же в виде гидрогематитового пигмента, добавляясь к красному пигменту, образовавшемуся прежде при окислении закисного железа гидрохлоритов, а кремнекислота выносится. Вынос кремнекислоты свидетельствует о распаде наиболее устойчивых слоев хлоритовой решетки — кремнекислородных тетраэдров. Если предположить, что часть кремния в тетраэдрах окисленных и выщелоченных гидрохлоритов была замещена алюминием, то распад последних и вынос кремнекислоты должен сопровождаться освобождением алюминия, который шел на образование гиббсита. Гиббсит в верхнем горизонте коры выветривания встречается в виде неправильных скоплений хорошо ограненных кристаллов, причудливо ветвящихся прожилков или, реже, сферолитов, похожих на гидрохлоритовые сферолиты. Размер таких скоплений до 2 мм. Отдельные кристаллики гиббсита достигают величины 0,1-0,2 мм, но обычно более мелкие. Цвет гиббсита белый, угасание косое 30°, удлинение отрицательное; Ng'=1,591; Np'=1,579; Ng'-Np'=0,012.

На термограмме гиббситизированных пород (см. фиг. 43 кривую 1) отчетливо проявляется эндотермическая остановка при 325°. Следует отметить, что в описываемом латеритном профиле диабазовых порфиритов этсутствуют характерные для осадочных бокситов бобовые структуры. Не наблюдались также псевдоморфозы гиббсита по полевому шпату.

Общая характеристика латеритной коры выветривания диабазовых порфиритов. В нижних зеленоцветных горизонтах коры выветривания диабазовых порфиритов происходит гидратация хлоритов и каолинизация полевых шпатов. Одновременно из зоны выветривания выносятся RO, R_2O и частично SiO_2 , Al_2O_3 и Fe (см. табл. 69, 90). Для этих горизонтов не характерны процессы окисления. Они формировались в кислой восстановительной среде, по-видимому, ниже уровня грунтовых вод, в условиях замедленной их циркуляции.

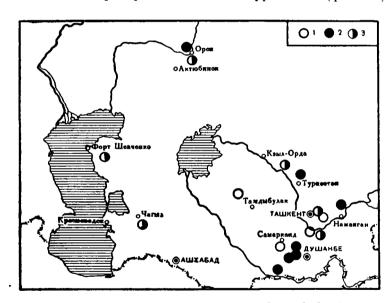
В верхних красноцветных горизонтах коры выветривания происходит преобразование гидрохлоритов: сначала окисление закисного железа, выщелачивание магния и SiO_2 , затем, при дальнейшем выносе SiO_2 , полное разложение окисленных и выщелоченных гидрохлоритов на каолинит, гиббсит и гидрогематит. В коре выветривания накапливаются Al_2O_3 , Fe_2O_3 и TiO_2 . Разложение каолинита, образованного по полевым шпатам, не замечается. Выветривание происходит в окислительной среде, по-видимому, выше уровня грунтовых вод.

Верхние части описываемой красноцветной коры выветривания обелены. Процесс обеления является более поздним, наложенным и не связан с латеритным выветриванием. Самые верхние горизонты зоны выщелоченных и окисленных гидрохлоритов (обр. 20-4) обелены почти полностью, хотя степень их выветрелости, если судить по содержанию FeO, вследствие неравномерности хода процесса выветривания значительно меньше, чем у пестроокрашенного образца 20-5, взятого ниже по разрезу. Более подробно о процессах обеления будет сказано ниже.

Глава V1

РЭТ-ЛЕЙАСОВАЯ БЕЛАЯ КАОЛИНИТОВАЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ПОСТОЯННО ВЛАЖНОГО ТРОПИЧЕСКОГО КЛИМАТА

Белая каолинитовая кора выветривания рэт-лейасового возраста и пестроцветные продукты ее ближайшего переотложения известны на Южном Урале, в горных районах Средней Азии, на Мангышлакском и Туркестанском Каратау и в западной Туркмении (фиг. 46) (Бокий,



Фиг. 46. Основные районы развития рэт-лейасовой белой каолинитовой коры выветривания и продуктов ее ближайшего переотложения в Казахстане и Средней Азии.

I — кора выветривания;
 2 — пестроцветные продукты ее переотложения;
 3 — совместное нахождение коры выветривания и продуктов ее переотложения

1931; Безруков, Яншин, 1934; Смирнов, 1940; Викулова, 1948; Курбатов, 1956; Коннов, 1956, 1957, 1958; Карабалаев, 1960; Петров, Рубанов, 1960; Абдуллаходжаев и др., 1963, и др.).

Белая каолинитовая кора выветривания развивается на разнообразных скальных породах палеозоя и пермо-триаса, на верхнетриасовой красноцветной латеритной коре выветривания и, наконец, на осадоч-

ных отложениях рэт-лейаса. В разрезах она обычно встречается под покровом угленосных отложений средней юры или под частично выветрелыми пестроцветными отложениями рэт-лейаса.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ПОРОДАХ ПАЛЕОЗОЯ И ПЕРМО-ТРИАСА

Кора выветривания гранитов Центральных Кызылкумов. Белая каолинитовая кора выветривания гранитов описана в районе пос. Айтым в Центральных Кызылкумах.

Отдельные минералы в профиле коры выветривания гранитов изменяются стадиально и имеют различную устойчивость к агентам выветривания. Структура свежих гранитов гипидиоморфно-зернистая. Они состоят из кварца (до 20%), кислого плагиоклаза, типа олигоклаза, с Np'=1,540 (до 40%), решетчатых и нерешетчатых калиевых полевых шпатов (до 30%) и биотита (до 10%). Иногда биотитовые чешуйки по краям замещены хлоритом с индиговыми интерференционными окрасками и плеохроизмом от бледно-зеленого с Np до зеленого с Ng.

В коре выветривания гранитов этсутствует ясное зональное строение. Интенсивное изменение и преобразование слагающих породу минералов происходит уже в самых нижних горизонтах коры выветривания, поэтому здесь нет и ясно выраженной дресвяной зоны. Промежуточные продукты каолинизации отдельных минералов существуют на эчень незначительных интервалах. При каолинизации железосодержащие минералы, такие, как биотит, не дают заметных ореолов окрашивания. Скорость разложения отдельных минералов различная. В то время, как плагиоклазы в самых нижних горизонтах коры выветривания уже каолинизированы, большинство зерен биотита каолинизировано лишь частично, а калиевые полевые шпаты остаются почти свежими. В верхних горизонтах коры выветривания и происходит полная каолинизация всех неустойчивых к выветриванию минералов. Каждый слагающий граниты минерал при выветривании имеет свои продукты промежуточного разложения.

Кварц — на всем профиле коры выветривания не претерпевает заметных изменений. Отдельные зерна в ряде случаев только растрескиваются

Олигоклаз— на первых стадиях выветривания дает буроватые, интерферирующие в желтовато-оранжевых тонах, дисперсные глинистые продукты с Nm=1,561-1,565. Очень быстро, в пределах одного зерна, продукты начального изменения олигоклаза переходят в низко интерферирующий, тонкочешуйчатый каолинит с Nm=1,566. Полная каолинизация плагиоклазов происходит в самых нижних горизонтах коры выветривания.

Калиевые полевые шпаты — по отношению к агентам выветривания ведут себя довольно инертно. Свежие, лишь разбитые сетью микротрещин по спайности зерна калиевых полевых шпатов сохраняются в зоне сплошной каолинизации плагиоклазов и почти полной каолинизации биотита. Верхние горизонты коры выветривания в описываемом разрезе отсутствуют. По данным Н. С. Рахимовой (1959), в верхних горизонтах коры выветривания гранитов происходит полная каолинизация полевых шпатов. Среди выветрелых гранитов методом окрашивания Н. С. Рахимовой была обнаружена гидрослюда. Возможно, она является промежуточным продуктом каолинизации калиевых полевых шпатов, так как биотит на этой стадии выветривания должен быть полностью каолинизирован.

Биотит, свежие чешуйки которого интенсивно плеохроируют от темно-коричневого до бледно-зеленого, имеет следующие оптические

свойства: Ng'=1,666; Np'=1,597; Ng'-Np'=0,069. Уже в самых нижних горизонтах коры выветривания чешуйки биотита распадаются на волокна и быстро переходят в каолинит.

Промежуточным продуктом каолинизации биотита в нижних горизонтах коры выветривания является зеленовато-бурый, хорошо плеохроирующий гидробиотит и, возможно, вермикулит с Ng'=1,628; Np'=1,586-1,582; Ng'-Np'=0,042-0,046. С помощью микроскопа можно констатировать, что преобразование биотита в зеленовато-бурый

Таблица 73 Химический состав (%) гранитов, развитых в районе пос. Айтым

| Окнелы | Свежий гранит | Частично каолини зированный гранит | | |
|---------------------|---------------|---------------------------------------|--|--|
| | обр. 32-1 | обр. 32-6 | | |
| SiO ₂ | 67,09 | 65,38 | | |
| TiO_2 | 0,59 | 0,66 | | |
| Al_2O_3 | 16,48 | 18,73 | | |
| Fe_2O_3 | 0,60 | 2,65 | | |
| FeO | 2,46 | 0,61 | | |
| CaO | 3,66 | 0,56 | | |
| P_2O_5 | 0,23 | 0,04 | | |
| MgO | 1,01 | 0,91 | | |
| MnO | 0,05 | 0,03 | | |
| Na ₂ O | 4,36 | 0,51 | | |
| K_2O | 2,21 | 1,82 | | |
| H_2O^+ | 0,54 | 6,85 | | |
| H_2O^- | 0,24 | 0,94 | | |
| CO_2 | 0,12 | Нет | | |
| C | Нет | Нет . | | |
| Сумма | 99,63 | 99.69 | | |
| Кварц | 23,22 | 34,23 | | |
| SiO_2 : Al_2O_3 | 4,47 | 2,80 | | |

гидробиотит сопровождается выделением железа и титана. Небольшое количество железа высаживается вблизи выветрелых биотитовых чешуек в форме точечных. просвечивающих красным цветом вкрапленников гидрогематита, заметных лишь большом увеличении. Окраска выветрелых пород не изменяется. В более высоких горизонтах коры выветривания выделения гидроокислов железа отсутствуют. Выделения титана в виде неправильных жилок и скоплений среди выветрелых чешуек биотита встречаются в форме лейкоксена.

Гидробиотит в коре выветривания существует на очень небольшом интервале. В самых нижних горизонтах профиля переход биотит → гидробиотит → каолинит наблюдается в пределах одного зерна. Каолинит, образованный по гидробиотиту, имеет чешуйчатое строение, низкое двупреломление и

Nm = 1,564. От каолинита, образованного по полевым шпатам, он отличается лишь вермикулитоподобной формой псевдоморфоз. Процесс выветривания гранитов иллюстрируется табл. 73.

Кора выветривания пермских песчаников хребта Каратау (Мангышлак). Белая каолинитовая кора выветривания песчаников описана на юго-восточной оконечности хребта Западный Каратау (Мангышлак) в районе пос. Шетпе. Кора выветривания развита на зеленых или буровато-серых пермских песчаниках или алевритах.

Невыветрелые песчаники очень плотные. Обломочные зерна угловатые, корродированы цементной массой. Зерна представлены кварцем с значительной примесью кислых плагиоклазов. Наряду с ними встречаются калиевые полевые шпаты, отдельные листочки свежего и частично гидратированного и хлоритизированного биотита и мусковита.

Цемент базальный или выполнения пор. Представлен зеленым, не плеохроирующим, почти изотропным хлоритом с Ng'=1,579; Np'=1,576; Ng'-Np'=0,003 с серыми или индигово-синими интерференционными окрасками.

| | Почти свежие песчаники (сбр. 12-6) | | | Выветрелые песчаники (обр. 12-8) | | | Каолинизированные песчаники (обр. 12-11) | | | | | | |
|-----|------------------------------------|----------|-------------------------|-------------------------------------|---------------------|------------|--|------------------------|--------------|---------------------|----------|------------------------|----------|
| Прі | иродный Ориентир. насыщ. | | Ориентир. про кален. | | Ориентир. насыщ. | | Ори про | Ориентир. прокален. | | Ориентир. насыщ. | | Ориентир. прокален. | |
| 1 | d/n | I | d/n | I | d/n | I | d/n | 1 | d/n | 1 | d/n | I | d/n |
| 4 | 14,3 | 3 | 14,2 | 7 | 13,8 | 5 | 14,4 | _ | | 5 | 14,0 | 6 | 13,5 |
| 3 | 11,9 | 3 | 11,9 | - | | _ | | 10 | 11,7 | _ | _ | l — | |
| 6 | 10,2 | 6 | 9,7 | 8 | 10,2 | 8 | 9,9 | 9 | 10,1 | 8 | 9,9 | 10 | 9,9 |
| 5 | 7,2 | 6 | 6,9 | - | _ | 10 | 7,02 | 2 | 7,9 | 10 | 7,0 | | |
| 2 | 6,4 |] _ | - | - | - | _ | | - | | | | - | |
| 3 | 5,02 | 5 | 4,9 | 5 | 4,99 | 5 | 4,9 | 5 | 4,99 | 6 | 4,99 | 7 | 5,0 |
| 8 | 4,6 | 5 | 4,6 | - | _ | l — | - | - | i — i | 2 | 4,7 | | |
| 4 | 4,28 | - | | - | _ | 4 p | 4,17 | <u> </u> | - | 2 | 4,46 | — | _ |
| 2 | 4,06 | - | i — | | _ | — | - | _ | | 4 | 4,16 | — | |
| 2 | 3,92 | - | - | - | _ | | _ | - | | 2 | 3,88 | | 1 |
| 4 | 3,74 | | - | l — i | _ | | | - | - | _ | — | | l — |
| 4 | 3,54 | 6 | 3,49 | - | _ | 10 | 3,53 | — | | 10 | 3,53 | | ļ — |
| 10 | 3,35 | 10 | 3,30 | 10 | 3,32 | 8 | 3,32 | 10 | 3,34 | 9 | 3,30 | 10 | 3,34 |
| 6 | 3,21 | — | _ | - | _ | <u> </u> | _ | l — | - | 1 | 3,20 | _ | |
| 4 | 3,04 | — | _ | _ | l — | <u> </u> | _ | — | | 2 | 3,06 | _ | — |
| 4 | 2,84 | 5 | 2,80 | | | — | _ | — | - | 3 | 2,85 | | l — |
| 3 | 2,70 | — i | _ | l — l | _ | | _ | | l — I | 2 | 2,76 | _ | |
| 10 | 2,58 | — | | | _ | 2 | 2,57 | - | - | 2 | 2,67 | _ | _ |
| 7 | 2,46 | | _ | _ | _ | 2 | 2,48 | 3 | 2,50 | 4 | 2,57 | _ | l — |
| 6 | 2,40 | _ | — | | _ | 3 | 2,36 | | _ | 5 | 2,49 | 5 | 2,50 |
| 6 | 2,27 | <u> </u> | _ | _ | _ | | _ | — | - | 6 | 2,38 | _ | <u> </u> |
| 4 | 2,199 | _ | | _ | _ | _ | - | — | - | 4 | 2,33 | _ | <u> </u> |
| 5 | 2,13 | - 1 | | _ | _ | 1 | 2,12 | _ | - | . 4 | 2,28 | _ | |
| 1 | 2,08 | - | | _ | - | - 1 | | _ | - | 4 | 2,12 | _ | |
| 7 | 2,00 | 6 | 1,973 | _ | | 6 | 1,983 | _ | - | 6 | 1,98 | _ | |
| 3 | 1,88 | | | _ | _ | — | _ | | - 1 | 2 | 1,93 | | _ |
| 4 | 1,821 | — J | _ | - | - | - I | _ | | - | 4 | 1,88 | _ | _ |
| 1 | 1,785 | <u> </u> | | - | - | 2 | 1,785 | - | _ | 2 | 1,836 | | _ |
| 4 | 1,721 | _ | _ | | - | 1 | 1,711 | · | · — | 3 | 1,783 | _ | _ |
| 4 | 1,655 | _ | - | | - | 4 | 1,661 | | _ | 6 | 1,655 | _ | _ |
| 2 | 1,607 | - | _ | | - | 1 | 1,617 | _ | - | 5 | 1,615 | _ | |
| 4 | 1,570 | | | - | - | - | _ | _ | - 1 | 4 | 1,582 | _ | |
| 5 | 1,543 | - | _ | _ | _ | 4 | 1,537 | - 1 | | 5 | 1,537 | _ | _ |
| 7 | 1,506 | - | | | - 1 | 4 | 1,492 | _ | _ | 3 | 1,504 | | _ |
| 2—1 | 1,458 | _ | _ | - | - | - | - | _ | | 4 | 1,483 | _ | |
| 2-1 | 1,420 | _ | - | | - | - | | _ [| - | <u> </u> | — | _ | _ |
| 2-1 | 1,393 | _ | _ | - [| - i | - | | _] | - | _ | _ [| _ | _ |
| 4 | 1,376 | _ | _ | - | - | - | _ | _ ! | - 1 | _ | _ | | |
| 2 | 1,354 | - | _ | - | - | 4 | 1,340 | _ | | _ | _ | _ | _ |
| | | Ľ | - 1 | - 1 | | 4 | 1,304 | | | | | | |

Помимо хлоритов, рентгеновскими исследованиями В. А. Дрица (табл. 74) в цементе песчаников установлено значительное количество диоктаэдрической гидрослюды и небольшая примесь смешанно-слоистой фазы, образованной беспорядочным переслаиванием гидрослюдистых и вермикулитовых слоев. Смешанно-слоистая фаза устанавливается на рентгенограмме природного и насыщенного образцов рефлексом с d/n=11,9~kX, который смещается после кипячения в 1~N растворе КОН до 10~kX. Возможно также присутствие вермикулита как самостоятельного компонента. Появление вермикулита, по-видимому, следует отнести за счет частичного выветривания биотита.

Довольно интенсивная красновато-бурая окраска некоторых песчаников обязана тонкому гидрогетитовому пигменту. Среди железистого пигмента видны многочисленные скопления лейкоксена.

Уже в самых нижних горизонтах выветрелой зоны по трещинам отдельности песчаники и алевриты подвергаются обелению. В результате получаются мозаичные пятна с буровато-серым ядром, сохранившим цвет материнской породы, и с зеленовато-серой, почти лишенной железистого пигмента оторочкой. На первых стадиях выветривания основные преобразования породы сводятся к выносу железистого пигмента и, видимо, гидратации биотита. Полевые шпаты и чешуйки мусковита остаются без изменения. Не замечается выноса лейкоксена (табл. 75).

Таблица 75 Содержание FeO, Fe $_2$ O $_3$ и TiO $_2$ (%) в различных горизонтах белой каолинитовой коры выветривания Мангышлака

| Поро | FeO | | TiO ₂ | SiO₂ (кварц) | |
|---|---|--------------|------------------|-----------------|----------------|
| Нижние горизонты коры выветривания (обр. 12-6) | буровато-серые невыветрелые участки осветленные участки | 0,96 1,22 | 11,90 3,06 | 0,44 | 32,60 37,11 |
| Осветленные рыхлые пес Белые каолинизированные | 0,44 0,28 | 3,65 1,54 | 0,48 0,84 | 39,65 47,99 | |

Хлориты цемента в массе также заметно не изменяются. Среди них появляются только отдельные чешуйки высоко двупреломляющих слюдоподобных хлоритов (джефферизитов) с Ng'=1,600; Np'=1,582; Ng'-Np'=0,018. Обеление в нижних горизонтах коры выветривания не сопровождается разрыхлением породы.

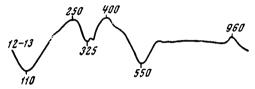
Уменьшение плотности выветривающихся пород начинается в несколько более высоких горизонтах коры выветривания и сопровождается разрушением хлоритов и полевых шпатов, а также гидратацией мусковита. На этой стадии выветривания свежие полевые шпаты в зернах песчаника почти отсутствуют. На их месте развиваются буроватые, трудно диагностируемые глинистые минералы. Судя по уменьшению в породе количества FeO (см. табл. 75), начинается окисление содержащегося в хлоритах закисного железа. При этом количество окисного железа в породе почти не увеличивается, а затем резко падает. Другими словами, железо по мере окисления выделяется из решетки выветривающихся минералов и выносится из коры выветривания.

Хлориты цемента теряют зеленую окраску и превращаются в бурый чешуйчатый глинистый минерал с $Ng'=1,609;\ Np'=1,594;\ Ng'-Np'==0,015$ гидрохлорит-джефферизитового типа. Разрушение хлоритов, по

данным В. А. Дрица, сопровождается образованием смешанно-слоистой структуры с беспорядочным чередованием хлоритовых и вермикулитовых слоев. Смешанно-слоистая структура на рентгенограмме насыщенного образца определяется серией базальных отражений от d (001) 14,4 kX, которые после прокаливания исчезают. Вместо них появляются рефлексы с d/n = 11,7 kX, являющиеся среднестатистическими значениями между d (001) 14,4 kX— хлоритовых и 9,3 kX— вермикулитовых обезвоженных слоев.

В образце остается диоктаэдрическая гидрослюда и появляется каолинит.

Разрушение хлоритов и полевых шпатов свидетельствует о том, что совместно с железом из коры выветривания начинает выноситься кремнезем и алюминий. В зависимости от условий дренажа часть этих элементов выносится из коры выветривания, а часть фиксируется в ней



Фиг. 47. Термограмма минерального вещества из железисто-кремнистых жил белой каолинитовой коры выветривания (Маш-гышлак)

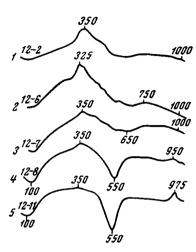
самой, образуя железистые и кварцевые жилы. Жилы, обычная мощность которых от долей сантиметра до 0,3 м, ориентированы в горизонтальном или близком к горизонтальному направлениях и не связаны с первичной слоистостью и сланцеватостью вмещающих пород. Характерен шестоватый габитус кристаллов кварца и губчатое строение жил, что объясняется, видимо, образованием их в довольно рыхлой среде выветрелых песчаников. Длинные оси кристаллов кварца ориентированы перпендикулярно зальбандам жил. В пределах описываемой зоны кварцевые жилы, как правило, ассоциируют с глинистыми железняками. Обычно периферические зоны жилы образованы бурым глинистым железняком, судя по термограмме (фиг. 47) гидрогетитового состава. Внутренние части жил образованы шестоватым ожелезненным кварцем. Двойной эндотермический пик в интервале между 250 и 400° на термограмме жильного глинистого железняка позволяет предполагать присутствие в его составе свободного глинозема.

Верхние горизонты коры выветривания сложены белыми рыхлыми маркими каолинизированными песчаниками со структурой материнских пород и жилами неожелезненного, молочно-белого, шестоватого, губчатого кварца. Песчаники образованы сильно корродированными глинистой массой цемента зернами кварца с отдельными листочками гидратированного и каолинизированного мусковита в каолинитовом (Ng' = 1,576; Np' = 1,570; Ng' - Np' = 0,006) цементе. Несколько повышенные против каолинита значения показателей преломления цемента объясняются неполным разложением хлорита в исследованных образцах, так как самые верхние горизонты коры выветривания уничтожены эрозией. Преобладание каолинитового компонента среди глинистой составляющей этой части разреза коры выветривания подтверждается рентгеновским анализом (см. табл. 74).

Каолинизация хлоритового цемента песчаников при выветривании иллюстрируется термограммами на фиг. 48. На термограммах отчетливо видно, что каолинизация хлоритов сопровождается исчезновением

экзотермического пика при 350°, связанного с присутствием в хлоригах закисного железа и некоторой гидратацией выветривающихся минералов (эндотермический пик при 100°). В верхних горизонтах элювия появляются остановки, подтверждающие присутствие каолинита.

Аналогичная кора выветривания развита и в других районах Мангышлакского Каратау: на юго-восточной оконечности хребта Кара-



Фиг. 48. Термограммы глинистого вещества (фракция <0,001), выделенного из цемента свежих и в различной степени выветрелых пермских песчаников (Мангышлакский Каратау)

I — свежий песчаник с хлоритовым цементом; 2—3 — слабо выветрелый осветленный песчаник; 4 — выветрелый песчаник; 5 — каолинизированный песчаник

таушик, западнее пос. Тущебек, в Восточном Каратау, у родника Хозбулак, в районе горы Карадермен и т. п. Везде в перечисленных районах выветривание сопровождалось обелением и каолинизацией выветривающихся пород. При этом совершенно отчетливо фиксируется вынос из коры выветривания кремнекислоты и железа. Распад хлоритов и полевых шпатов и переход их в каолинит, несомненно, сопровождается выносом некоторого количества алюминия. Титан в коре выветривания практически неподвижен. Мощность коры выветривания Мангышлакского Каратау местами 15—20 м.

Белая каолинитовая кора выветривания некогда была развита в Западной Туркмении пределах Туаркырской В антиклинали. Кора выветривания сформировалась тут на красноцветных песчаниках и глинистых алевритах пермо-триаса. Здесь сохранились от размыва в большинстве случаев только нижние пятнистые или белесо-зеленоватые горизонты зоны начального обеления. Нижние горизонты коры выветривания Туаркыра несколько отличны по составу от таковых на Мангышлаке, что связано с различи-

ем первичного состава выветривающихся пород. Однако конечные продукты выветривания, так же как и на Мангышлаке, представлены каолинитом. Во всяком случае прослои песчаников среди пятнисто-обеленных выветрелых глин и глинистых алевритов нижних горизонтов коры выветривания в силу их лучшей водопроницаемости уже каолинизированы (низкое двупреломление и показатель преломления цемента Nm=1.561).

Описанные процессы выветривания в верхах триаса, низах юры протекали в благоприятных условиях на всей территории Средней Азии и Южного Урала. Белая каолинитовая кора выветривания на разных породах наблюдалась нами в Центральных Кызылкумах, здесь же она описана Н. С. Рахимовой (1959). Она развита на осадках верхнего палеозоя в Северной Фергане (Карабалаев, 1960). По-видимому, к этому же возрасту надо отнести белую каолинитовую кору выветривания на гранитах в Зирабулак-Зиаэтдинских горах (Кузнецов, Данчев, Князев, 1959), в Ангрене (Петров, Рубанов, 1960) и Паркентском районе. Она широко развита в предгорьях Северо-Западного и Малого Каратау в Южно-Казахстанской и Джамбульской областях и, наконец, в пределах Орской депрессии Южного Урала.

ЭЛЮВИЙ НА КРАСНОЦВЕТНОЙ ВЕРХНЕТРИАСОВОЙ ЛАТЕРИТНОЙ КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ

На Южном Урале, в центральных Қызылкумах, в районах горного обрамления Ферганской депрессии и, видимо, в Гиссаре образованию белой каолинитовой коры выветривания предшествовала эпоха красноцветного латеритного выветривания.

В верхах триаса — низах юры сохранившиеся от размыва горизонты красноцветной латеритной коры выветривания частично были изменены наложенными процессами отбеливающего каолинитового выветривания. В результате образовалась часто наблюдающаяся в настоящее время зональность коры выветривания. В нижних горизонтах хорошо сохранившихся разрезов кора выветривания окрашена в зеленые пестрые или красные тона. В верхних наблюдается резкое обеление. Примером белого каолинитового элювия на красноцветной латеритной коре выветривания может служить элювий, описанный в верхних горизонтах латеритного профиля Орской депрессии. В данном случае материнские породы элювия не были однородными по вертикали. Близ земной поверхности каолинитовому выветриванию подвергался обогащенный гиббситом и густо пигментированный гидроокислами железа (гидроверхних горизонтов каолиновый элювий латеритного гематитом) профиля.

В более низких горизонтах обеление накладывалось на гидрохлоритовый элювий, тоже окрашенный гидрогематитовым пигментом, но без гиббсита.

В результате наложенного выветривания, подобно тому, как это наблюдалось на примере выветривания пигментированных гидроокислами железа песчаников с хлоритовым цементом на Мангышлаке, в нижних горизонтах элювия из выветривающихся пород происходит лишь вынос гидрогематитового пигмента. Выветривание на этой стадии не сопровождается разрушением уже в значительной мере окисленных при латеритном процессе гидрохлоритов. Во всяком случае и красные и осветленные пятна содержат близкое количество закисного железа (табл. 76). Порода обеляется вначале по трещинам отдельности.

Верхние горизонты латеритного профиля в результате наложенного каолинитового выветривания осветлены полностью. Наложенное выветривание верхних горизонтов латеритной коры выветривания проходило на уже каолинизированных породах, потому и здесь оно сопровождалось лишь обелением.

Таблица 76

Содержание (%) валового, закисного и окисного железа
в красных и обеленных пятнах среди рэт-лейасового элювия,
развитого по красноцветной латеритной коре выветривания
диабазовых порфиритов

| № обр. | Окраска пятен | Fe ₂ O ₃ | FeO | Fe (валовое) |
|--------------|---------------|--------------------------------|----------|-----------------|
| | Красные | 9,90 | 2,52 | 8,95 |
| 20- 4 | Светлые | 4,48 | 2,55 | 5,10 |
| | Красные | 16,50 | 1,96 | 13,08 |
| 20-6 | Светлые | 10,20 | 2,10 | 8,77 |
| | Красные | 11,23 | 1,84 | 9,29 |
| 20-11 | Светлые | _ | | 4,61 |
| 20-12 | Красные | _ | | 9,25 |
| 20-12 | Светлые | - | | 5,83 |

| | Зоны на | ложенного рэт-лейасово | го элювия |
|-------------------|--|-------------------------------------|-------------------------------|
| Окислы | Красноцветная не измененная зона (обр. 20-5) | Пятнисто-обеленная зона (обр. 20-4) | Обеленная зона (обр. 20-3) |
| | Зоны верхнет | риасовой латеритной кој | ры выветривания |
| | | ных и окисленных лоритов | Гиббсит-каолинитовая зона |
| SiO ₂ | 37,60 | 40,63 | 39,93 |
| TiO ₂ | 1,75 | 1,00 | 1,74 |
| Al_2O_3 | 29,55 | 31,14 | 37,49 |
| Fe_2O_3 | 14,73 | 8,26 | 2,39 |
| FeO | 1,11 | 2,52 | 1,66 |
| CaO | 0,70 | 0,80 | 0,54 |
| P_2O_5 | 0,08 | Не опр. | Не опр. |
| MnO | 0,08 | Не опр. | Не опр. |
| MgO | 0,28 | 0,24 | 0,11 |
| Na ₂ O | 0,17 | 0,42 | 0,31 |
| K ₂ O | 0,14 | 0,08 | 0,08 |
| H ₂ O+ | 10,87 | 11,52 | 12,75 |
| H_2O^- | 2,93 | 3,34 | 2,19 |
| CO_2 | 0,23 | 0,16 | 0,09 |
| С | 0,08 | 0,35 | 0,18 |
| Сумма . | . 100,30 | 100,46 | 99,46 |

Важно отметить, что гиббсит, образованный в эпоху верхнетриасового латеритного выветривания, в обеленной зоне рэт-лейасового элювия не разрушается. Это подтверждается микроскопическими наблюдениями. Из табл. 77 видно, что обеление в зоне рэт-лейасового элювия, развитого на красноцветной латеритной коре выветривания, сложенной в верхних горизонтах каолинитом и гиббситом, не сопровождается выносом алюминия.

КАОЛИНИТОВЫЙ ЭЛЮВИЙ НА ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ РЭТ-ЛЕЙАСА

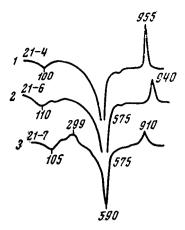
Наиболее полный профиль белого каолинитового элювия на отложениях рэт-лейаса описан в Орской депрессии Южного Урала у пос. Романкуль (Черняховский, 1963б). Белый каолинитовый элювий мощностью до 5 м развит здесь на зеленых глиноземно-железистых серпентин-хлоритовых глинах так называемой романкульской свиты (по 3. А. Малютиной). Выветрелые породы с размывом покрываются осадками средней юры.

Выветривание серпентин-хлоритовых глин сводится к их каолинизации. Показатели преломления свежего хлорита: $Ng'=1,595;\ Np'=1,588;$ уменьшаются до $Ng'=1,579;\ Np'=1,573$ в окисленной зоне, и наконец, до величины $Ng'=1,570;\ Np'=1,567;\ Ng'-Np'=0,003$ на конечных стадиях каолинизации. Направленность этого процесса иллюстрируется термическим анализом (фиг. 49). Выветривание сопровождается окислением закисного железа. Одновременно происходит вынос окисного железа и осветление выветривающихся глин. При каолинизации почти полностью выносится магний. Распад четырехслойной хлоритовой решетки и преобразование ее в двухслойную каолинитовую сопровождается выносом кремнекислоты. Однако химические анализы этот процесс не улавли-

вают, так как наряду с кремнекислотой выносится эквивалентное количество алюминия (табл. 78). Накопления свободного глинозема в элювии не происходит. Титан, представленный в свежих породах в виде лейкоксена, при каолинизации не выносится.

Рентгеновские исследования (табл. 79) показали, что свежие серпентин-хлоритовые глины имеют смешанно-слоистую решетку со слоями хлоритового и шамозитового типа. По данным рентгенолога Т. В. Долматовой, каолинизация серпентин-хлоритов в соответствии с особенностью структуры проходит в две стадии. На первой стадии каолинизируются шамозитовые слои, на второй — хлоритовые.

Недоразвитые элювиальные горизонты в погребенном состоянии встречаются и в самой толще романкульской свиты. Горизонты погребенного элювия на зеленых хлоритовых глинах рэт-лейаса Орской депрессии отличаются белесыми или желтоватыми окрасками и обычно покрываются породами более грубого гранулометрического состава. Образование подобного элювия



Фиг. 49. Термограммы свежего и в различной степени выветрелого глиноземно-железистого серпентин-хлорита романкульской свиты (Орская депрессия) 1—белый каолинизированный серпентин-хлорит; 2—выветрелый серпентин-хлорит; 3—свежий серпентин-хлорит

следует связывать с эпохами временного осушения озерного бассейна. Таким образом, этот элювий относится к выделенному В. Н. Разумовой (1963) внутриформационному типу кор выветривания. Исследование погребенного элювия показывает, что процессы выветривания в этом случае аналогичны описанным выше процессам каолинитового выветрива-

Таблица 78

Химический состав (%) свежих и в различной степени выветрелых глиноземно-железистых серпентин-хлоритов романкульской свиты

| Окислы | Свежий серпен- тин-хлорит | Выветрелый серпентин-хло- рит | Каолинизиро- ванный серпен тин-хлорит | |
|-------------------|------------------------------|-------------------------------------|---|--|
| | (обр. 21-7) | (обр. 21-6) | (обр. 21-4) | |
| SiO ₂ | 38,45 | 42,13 | 43,06 | |
| TiO_2 | 1,32 | 1,55 | 1,16 | |
| Al_2O_3 | 30,28 | 34,65 | 36,79 | |
| Fe_2O_3 | 6,54 | 4,04 | 1,61 | |
| FeO | 7,51 | 1,2 0 | 0,53 | |
| CaO | 0,17 | 0,41 | 0,48 | |
| MgO | 0,14 | 0,14 | 0,08 | |
| Na ₂ O | 0,39 | 0,30 | 0,42 | |
| K ₂ O | 0,42 | 0,54 | 0,42 | |
| H ₂ O+ | 11,52 | 12,04 | 12,25 | |
| H ₂ O- | 3,25 | 2,83 | 3,03 | |
| CO ₂ | Нет | Нет | Нет | |
| С | 0,10 | 0,15 | 0,08 | |
| Сумма | 100,09 | 99,98 | 99,91 | |

Таблица 79 Дебаеграммы серпентин-хлорита романкульской свиты и продуктов его выветривания

| Серпентин-хлорит (обр. 21-7) | | Окисленный серпа (обр. 21 | | Қаолинизированный серпентин хлорит (обр. 21-4) | | |
|------------------------------|--------|------------------------------|--------|---|----------|--|
| , | d/n | 1 | I d/n | | d/n | |
| Сил: пг. | 13,4 | Ср. сил. ш. | 14,9 | _ | _ | |
| | 9,8 | | 10,04 | _ | _ | |
| О. сил. | 7,02 | О. сил. | 7,025 | 10 | 7,21 | |
| Ср. ш. | 5,4 | Сл. ш. | 5,25 | _ | _ ` | |
| • | 4,75 | | 4,79 | 2 | 4,97 | |
| О. сил. | 4,4 | О. сил. | 4,39 | 10 | 4,46 | |
| Сил. | 4,16 | О. сил. | 4,18 | 6 | 4,17 | |
| Ср. сл. | 3,88 | Cp. | 3,88 | 1 | 3,93 | |
| О. сил. | 3,51 | О. сил. | 3,53 | 8 | 3,53 | |
| Сл. | 3,36 | Сл. | 3,36 | _ | _ | |
| Оч. сл. | 3,04 | _ | _ | | _ | |
| О. сл. | 2,83 | | _ | 1 | 2,85 | |
| Cp. | 2,66 | Сл. | 2,66 | 1 | 2,75 | |
| О. сил. | 2,56 | О. сил. | 2,54 | 5 | 2,61 | |
| О. сил. | 2,48 | О. сил. | 2,48 | 4 | 2,49 | |
| О. сл. | 2,41 | | _ | _ | <u> </u> | |
| Сил. | 2,35 | О. сил. | 2,33 | 5 | 2,347 | |
| C p. | 2,27 | Сил. | 2,29 | 1 | 2,286 | |
| Срсл. ш. | 2,21 | Срсл. | 2,20 | 1 | 2,188 | |
| - | 2,09 | · | | | _ | |
| Cp. | 1,98 | Cp. | 1,98 | 1 | 1,999 | |
| Ср. сл. | 1,88 | Срсл. | 1,88 | _ | I — | |
| Сл. | 1,76 | О. сл. | 1,8355 | _ | - | |
| Ср. сил. ш. | 1,69 | Сл. | 1,78 | | 1,701 | |
| | 1,65 | Сл. | 1,67 | 2р. ш | 1,676 | |
| Срсл. | 1,62 | Cp. | 1,65 | • | 1,643 | |
| Сил. | 1,55 | Сл. | 1,61 | _ | · | |
| Cp. | 1,5212 | Сл. | 1,528 | | | |
| О. сил. | 1,4798 | О. сил. | 1,4822 | 9 | 1,487 | |
| Cp. | 1,4531 | Cp. | 1,4489 | 1 p. | 1,288 | |
| C p. | 1,4123 | ' - | | 1 p. | 1,243 | |

Таблица 80 Количество окисного и закисного железа в свежих и частично окисленных хлоритах в погребенном элювии среди зеленых хлориговых глин Орской депрессии

| Порода | Fe₂O₃ | | F€O | | Fe ₂ O ₂ :FeO |
|--|----------------|------------|--------------|--------|-------------------------------------|
| |) ₀ | мол. ч. | 2/6 | ол. ч. | <u> </u> |
| Свежий глиноземно-железистый пеннин (обр. 21-17) | 9,26 3,59 | 58 34,9 | 9,03 2,27 | 125 | 0,46 |

ния, что хорошо иллюстрируется поведением в элювии железа (табл. 80). При выветривании отношение $SiO_2:Al_2O_3$ уменьшается от 2,34 в свежих хлоритах до 2,14 в окисленных, т. е. приближается к таковому в каолините.

Признаки выветривания в виде каолинизации, обеления, вторичного обогащения гидроокислами железа, неправильной пятнистости и т. п. в краевых частях депрессий несут почти все известные выходы осадочных пород рэт-лейаса Средней Азии. Это явление наблюдалось, помимо Орской депрессии, в предгорьях хребта Каратау (Туркестанского), в Паркентском районе, на Мангышлаке и в других районах.

ОКРЕМНЕНИЕ ИЗВЕСТНЯКОВ

С эпохой формирования белой каолинитовой коры выветривания связан процесс окремнения известняков. Окремнелые известняки наблюдались в районе пос. Китаевка и в других участках юго-западного склона хребта Каратау (Туркестанского). В районе пос. Китаевка темно-серые битуминозные известняки нижнего карбона на первых стадиях процесса слегка краснеют, становятся ломкими и мучнистыми на изломе. Верхние, полностью окремнелые горизонты обелены, кавернозны и слегка окрашены концентрическими кольцами гидроокислов железа. Мощность окремнелой зоны 3—4 м.

Окремнение обязано появлению в эпоху каолинитового выветривания в грунтовых водах больших количеств растворенного кремнезема, освобожденного при разрушении полевых шпатов и других минералов. Окремнелые известняки с размывом перекрываются конгломератами среднеюрского возраста. Обломки их встречаются среди продуктов переотложения белой каолинитовой коры выветривания этого района.

ПРОДУКТЫ БЛИЖАЙШЕГО ПЕРЕОТЛОЖЕНИЯ РЭТ-ЛЕЙАСОВОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Выветривание силикатных пород в эпоху образования белой каолинитовой коры выветривания сопровождалось выносом из элювия в виде коллоидных или истинных растворов различных элементов, в частности железа, кремния, магния, алюминия и т. п. Часть этих элементов в зависимости от местных условий осаждалась в пределах коры выветривания, образуя жилы и горизонты вторичного обогащения, а часть выносилась за пределы выветривающихся пород. Растворы, выходящие из коры выветривания совместно с механическими продуктами размывасклонов, шли на образование хемогенно-обломочных осадков в прилежащих континентальных водоемах.

Рэтские и лейасовые континентальные отложения Средней Азии и Южного Урала в прибортовых частях депрессии обычно отличаются пестроцветными окрасками и образованы хлоритовыми или хлорит-каолинитовыми, иногда хлорит-каолинит-гидрослюдистыми глинами, песками или конгломератами. К этому комплексу в Средней Азии приурочено большинство известных мезозойских бокситовых месторождений. Характер континентальных отложений рэт-лейаса во многом зависит от состава окружающих пород, с которых шел снос продуктов выветривания. В зависимости от состава пород водораздельных пространств и степени расчленения рельефа различаются два типа континентальных отложений рэт-лейаса: преимущественно глинистые в районах развития коры выветривания легко выветривающихся пород и песчаные — среди выветрелых песчаников и т. п.

Континентальные отложения рэт-лейаса, образованные за счет переотложения белой каолинитовой коры выветривания пород, богатых глиноземом

В районах развития легко выветривающихся, богатых глиноземом пород палеозоя развиты преимущественно глинистые фации континентального рэт-лейаса. К этим фациям обычно приурочены бокситовые месторождения. Примером могут служить описанные выше хлоритовые глины романкульской свиты, развитые в Орской депрессии Южного Урала.

Романкульская свита Орской депрессии. Отложения романкульской свиты залегают на различных горизонтах измененной последующими процессами верхнетриасовой латеритной коры выветривания диабазовых порфиритов (см. стр. 134) и покрываются угленосной толщей средней юры. Они выполняют небольшие котловины шириной 1—4 км и длиной до 8 км и сохранились в местах наибольшего погружения палеозойского ложа. В наиболее полных разрезах романкульская свита сложена зелеными хлоритовыми глинами с линзами бобово-оолитовых аргиллитоподобных пород и зеленых, пестрых или красно-бурых сильнопесчаных глин и мелкогалечных конгломератов. Последние состоят из глинистых катунов, вымытых из различных зон верхнетриасовой латеритной и белой каолинитовой коры выветривания. Небольшое количество мелкой гальки пород из коры выветривания встречается по всему разрезу романкульской свиты. Почти во всех горизонтах свиты находятся также углефицированные растительные остатки.

Верхние горизонты свиты, как говорилось выше, довольно часто изменены элювиальными процессами и представлены пестрыми и белыми каолиновыми глинами. Погребенные горизонты каолинитового элювия встречаются и внутри романкульской свиты. В мелких депрессиях, расположенных на повышенных участках древнего рельефа или в прибортовых частях более крупных котловин, элювиальными процессами захвачены как отложения романкульской свиты, так и подстилающие образования верхнетриасовой коры выветривания. Мощность романкульской свиты колеблется от 1—2 до 25—60 м.

Зеленые хлоритовые глины нижних горизонтов романкульской свиты образованы слабо двупреломляющей или оптически изотропной метаколлоидной чешуйчатой массой бледно-зеленого цвета с остаточными участками колломорфной структуры. В массе мелкочешуйчатых хлоритов расположены более крупные веерообразные или червеобразные сростки хлорита размером до 0.3-0.4 мм. Показатели преломления хлоритов колеблются в пределах: $Ng'=1.621-1.618;\ Np'=1.618-1.612;\ Ng'-Np'=0.003-0.006.$

Химический анализ наиболее чистого, отмученного зеленого хлорита из нижних горизонтов романкульской свиты приведен в табл. 81.

Структурная формула этого хлорита, рассчитанная на 14 кислородов по «сухому веществу»:

$$\begin{array}{l} (\mathrm{Si_{3,52}Al_{0,48}})^{4} \cdot \{ (\mathrm{Al_{2,52} \cdot Ti_{0,29} \cdot Fe_{0,69}^{3+}})^{3,50} \cdot (\mathrm{Fe_{0,75}^{2+} \cdot Mg_{0,04}})^{0,79} \cdot \mathrm{Na_{0,08} \cdot K_{0,07}} \}^{4,44} \times \\ \times (\mathrm{OH})_{5,4} \cdot \mathrm{O_{11,3}}. \end{array}$$

По кристаллохимической классификации хлоритов Д. П. Сердючен-ко (1953), хлорит относится к (R_3^{2+} — R_2^{3+}) изоморфному ряду пеннина (Si_{IV}=3,52). По соотношению катионов в октаэдрических слоях его можно квалифицировать как глиноземно-железистый пеннин (Fe³⁺: R^{3+} =0,26; Fe²⁺: R^{2+} =18.7).

Таблица 81 Химический состав (%) зеленого хлорита из нижних горизонтов романкульской свиты Орской депрессии

| Окислы | Обр. 21-1 7 | Окислы | Обр. 21-17 |
|--------------------------------|-------------|-------------------|------------|
| SiO ₂ | 35,32 | Na ₂ O | 0,42 |
| TiO ₂ | 3,86 | K ₂ O | 0,50 |
| Al ₂ O ₃ | 25,63 | H ₂ O+ | 8,08 |
| Fe ₂ O ₃ | 9,26 | H ₂ O- | 5,25 |
| FeO | 9,03 | CO ₂ | 0,62 |
| CaO | 0,74 | С | 0,35 |
| MgO | 0,27 | | |
| | Сумма | | 99,33 |

Сходный состав имеет аналогичный по оптическим свойствам хлорит из более высоких горизонтов романкульской свиты в пределах этого же интервала глубин (табл. 82).

Таблица 82° Химический состав (%) хлорита из нижних горизонтов романкульской свиты Орской депрессии

| Окислы | Обр. 21-15 | Окислы | Обр. 21-1 |
|--------------------------------|------------|-------------------|-----------|
| SiO | 39,2 | CaO | 0,87 |
| TiO₂ | 2,53 | MgO | 1,04 |
| Fe ₂ O ₃ | 16,71 | K ₂ O | 0,20 |
| Al_2O_3 | 34,09 | Na ₂ O | 0,70 |
| FeO | Следы | H ₂ O | 1,44 |

Структурная формула такого хлорита, рассчитанная по тому же методу: $(S_{i_3,25}Al_{_{0,75}})^{4,00} \cdot \{(Al_{_{2,79}} \cdot Ti_{_{0,17}} \cdot Fe_{1,_{10}}^{3+})^{4,06} \cdot (Mg_{_{0,14}} \cdot Ca_{_{0,08}})^{0,22}\}^{4,28} \times (OH)_n \cdot O$; (H₂O не определялось).

Хлорит также относится к $(R_3^{2+}-R_2^{3+})$ изоморфному ряду пеннина. По количеству катионов Si_{1V} в тетраэдрических слоях и по отношению $Fe^{3+}:R^{3+}$ и $Fe^{2+}:R^{2+}$ в октаэдрических слоях он может быть назван глиноземно-железистым пеннин-клинохлором.

На более высоких горизонтах свиты развиты зеленые и темно-зеленые слабопесчанистые хлоритовые глины, несколько отличные от описанных выше. Под микроскопом видно, что эти глины сложены буровато-зеленой массой с однообразно ориентированными глинистыми частицами. Отдельные агрегаты глинистых частиц гаснут одновременно и ведут себя как монокристалл. Глины интерферируют в зеленовато-желтых, а местами — в индигово-синих тонах. Показатели преломления их Ng'=1,595; Np'=1,588; Ng'-Np'=0,007. Химический состав дан в табл. 83.

Химический состав (%) темно-зеленых хлоритовых глин романкульской свиты Орской депрессии

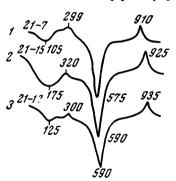
| Окислы | Обр. 21-7 | Окислы | Обр. 21-7 |
|---|--|---|--|
| SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃ FeO CaO MgO | 38,45 1,32 30,28 6,54 7,51 0,17 0,14 | Na ₂ O K ₂ O H ₂ O+ H ₂ O- CO ₂ C | 0,39 0,42 11,52 3,25 Her 0,10 |
| | Сумма | 1 | . 100,09 |

Структурная формула этого хлорита, рассчитанная на 14 кислородов по «сухому веществу»:

$$\begin{split} (\mathrm{Si}_{3,66} \cdot \mathrm{Al}_{0,34})^4 \cdot \{ (\mathrm{Al}_{2,48} \cdot \mathrm{Ti}_{0,09} \cdot \mathrm{Fe}_{0,46}^{3^+})^{3,03} \cdot (\mathrm{Fe}_{0,59}^{2^+} \cdot \mathrm{Mg}_{0,02} \cdot \mathrm{Ca}_{0,01})^{0,62} \times \\ \times \mathrm{Na}_{0,07} \cdot \mathrm{K}_{0,05} \}^{3,77} \cdot (\mathrm{OH})_{7,35} \cdot \mathrm{O}_{10,33}. \end{split}$$

Хлорит имеет высокое значение $Si_{IV}=3,66$ и отношение $Fe^{3+}:R^{3+}=0,183$ и $Fe^{2+}:R^{2+}=29,0$, т. е. относится, по классификации Д. П. Сердюченко, к изоморфному ряду серпентина и может быть назван глино-

земно-железистым



Фиг. 50. Термограммы зеленых хлоритовых глин романкульской свиты (Орская депрессия)
1— глиноземно-железистый серпентин-хлорит; 2— глиноземно-железистый пеннин-клинохлор; 3— глиноземно-железистый пеннин

Все зеленые хлоритовые глины имеют одинаковые термограммы (фиг. 50) с двумя эндотермическими и двумя экзотермическими остановками. Первая эндопри 105—175° термическая остановка связана с выделением пленочной воды. Вторая эндотермическая остановка при 575—590° связана с полной дегидратацией минерала. Интересно, что на кривых отсутствует типичная для хлоритов вторая высокотемпературная эндотермическая остановка при 700-800°. Следовательно. выделение коституционной воды у данных хлоритов происходит в одну стадию, тогда как нормальные хлориты в соответствии с их строением из слоев двух типов дегидратируются в две стадии. Таким образом, физические свойства исследуемых хлоритов заставляют предполагать наличие у них структуры, отлича-

серпентин-хлоритом.

ющейся от структуры обычных хлоритов. Судя по термограммам, структура изученных нами хлоритов сходна с каолиноподобной структурой шамозитов (Brindley, Jouell, 1950) или структурой глиноземножелезистых хлоритов р. Малки (Сердюченко, 1953), у которых отсутствуют характерные для хлоритов интерференционные линии 14 kX. Однако рентгеновские исследования зеленых хлоритовых глин романкульской свиты (табл. 84) показывают, что они дают широкие расплыв-

чатые рефлексы с базальным межплоскостным расстоянием $13.7-9.8\ kX$. В то же время их рентгенограммы имеют отчетливые каолиновые рефлексы с базальным межплоскостным расстоянием порядка $7\ kX$. Помнению рентгенолога Т. В. Далматовой, исследуемые минералы имеют смешанно-слоистую решетку со слоями хлоритового и шамозитового типов.

Таблица 84. Дебаеграммы зеленых хлоритовых глин романкульской свиты

| Пеннин (об | Пеннин (обр. 21-17) Серпентин-хлорит (обр. 21-7) | | Пеннин (с | обр. 21-17) | Серпентин-хлорит (обр. 21-7) | | |
|------------|--|-----------|-----------|-------------|------------------------------|------------|--------|
| | d/n | 1 | d/n | I | d/n | I | d/n |
| Сил. шир. | 13,7 | Сил. шир. | 13,4 | Ср. сл. | 2,42 | Сил. | 2,35 |
| | 10,2 | | 9,8 | Сил. | 2,34 | Cp. | 2,27 |
| О. сил. | 7,09 | О. сил. | 7,02 | Ср. сл. | 2,29 | Ср. сл. ш. | 2,21 |
| Ср. сл. ш. | 5,75 | Ср. ш. | 5,4 | Сл. ш. | 2,24 | | 2,09 |
| | 4,94 | [] | 4,75 | <u> </u> | 2,17 | Cp. | 1,98 |
| О. сл. | 4,72 | О. сил. | 4,4 | Ср. сл. | 1,97 | Ср. сл. | 1,88 |
| О. сил. | 4,44 | Сил. | 4,16 | Cp. | 1,88 | Сл. | 1,76 |
| О. сил. | 4,16 | Ср. сл. | 3,88 | Сл. | 1,83 | Ср. сл. ш. | 1,69 |
| Сл. | 3,85 | О. сил. | 3,51 | Сл. | 1,79 | Ср.сил.ш. | 1,65 |
| О. сил. | 3,54 | Сл. | 3,36 | Сил. | 1,69 | Ср. сл. | 1,62 |
| Ср. сл. | 3,38 | О. сл. | 3,04 | Сил. | 1,66 | Сил. | 1,55 |
| Сл. | 3,002 | О. сл. | 2,83 | Сл. | 1,62 | Cp. | 1,5212 |
| Сл. | 2,84 | Cp. | 2,66 | Сил. | 1,56 | О. сил. | 1,4798 |
| Cp. | 2,69 | О. сил. | 2,56 | Cp. | 1,5212 | Cp. | 1,4531 |
| Сил. | 2,56 | О. сил. | 2,48 | Сил. | 1,4856 | Cp. | 1,4123 |
| Сил. | 2,51 | О. сил. | 2,41 | H | | } | |

Среди зеленых глин хлоритового состава в толще романкульской свиты нередки аргиллитоподобные хлоритовые породы бобово-оолитовой структуры. Они встречены во многих скважинах на различных горизонтах свиты. По сравнению с вмещающими зелеными хлоритовыми глинами они отличаются более темной зеленовато-бурой окраской и значительно большей плотностью. Зеленовато-бурое вещество основной массы аргиллитоподобной породы образовано коллоидным, почти изотропным хлоритом. Показатели преломления этого хлорита Nm = 1,621 - 1,612. Среди однородной хлоритовой массы часто встречаются колломорфные выделения хлоритового вещества, сходного по оптическим свойствам с хлоритами вмещающей массы, а также мелкие сростки светло-зеленых хлоритов и крупные хлоритизированные или обугленные обрывки растительной ткани.

Отдельные участки аргиллитоподобных пород обогащены многочисленными хлоритовыми оолитами и магнетитовыми и мартитовыми бобовинами.

Под микроскопом отчетливо видно, что образование оолитов происходит в результате коагуляции хлоритового геля основной массы породы. Размер оолитов колеблется от 0,06 до 1,6 мм. Многие из них имеют ясное или слабозаметное концентрическое строение (фиг. 51) и ядра, состоящие из угловатых обломков магнетита, растительных остатков, обломков хлоритизированных пород коры выветривания и т. п. Наиболее крупные оолиты образуются вокруг магнетитовых бобовин. Часто встречаются сложные оолиты, состоящие из нескольких мелких, заключенных в общую скорлупу. Оолиты, подобно вмещающей хлоритовой массе, слабо действуют на поляризованный свет и имеют близкие



Фиг. 51. Микроструктура аргиллитоподобных бобово-оолитовых пород из нижних горизонтов романкульской свиты (шл. 21-16, увел. 27, николи параллельны)

к ней показатели преломления. Химический состав буро-зеленых хлоритов приведен в табл. 85.

Структурная формула этого хлорита, рассчитанная на 14 кислородов по «безводному» веществу:

$$\begin{array}{l} (\mathrm{Si}_{3,25} \cdot \mathrm{Al}_{0,75})^{4,00} \cdot \{(\mathrm{Al}_{2,19} \cdot \mathrm{Ti}_{0,01} \cdot \mathrm{Fe}_{0,81}^{3+})^{3,01} \times \\ \times (\mathrm{Fe}_{1,52}^{2+} \cdot \mathrm{Mg}_{0,05} \cdot \mathrm{Ca}_{0,07})^{1,64}\}^{4,65} \cdot (\mathrm{OH})_{7,56} \cdot \mathrm{O}_{10,22} \end{array}$$

Хлорит относится к $(R_3^{2+}-R_2^{3+})$ изоморфному ряду клинохлора (Si $_{\rm IV}$ = 3,25). По соотношению катионов в октаэдрических слоях (Fe³⁺ : R³⁺ = 0,36) он может быть назван глиноземно-железистым клинохлором.

Термограмма хлорита (фиг. 52) сходна с термограммой зеленых хлоритовых глин, описанных выше, и отличается от них лишь дополние

Таблица 85 Химический состав (%) аргиллитоподобных хлоритовых пород бобово-оолитовой структуры из романкульской свиты Орской депрессии

| Окислы | Обр. 21-16 | Окислы | Обр. 21-16 |
|--------------------------------|------------|-------------------|------------|
| SiO ₂ | 31,28 | Na ₂ O | 0,24 |
| TiO ₂ | 1,57 | K₂Ō | 0,06 |
| Al ₂ O ₃ | 24,25 | H ₂ O+ | 10,95 |
| Fe ₂ O ₃ | 10,,45 | $H_2^{\circ}O^-$ | 2,80 |
| FeO | 17,64 | CO ₂ | Нет |
| CaO | 0,62 | c - | 0,26 |
| MgO | 0,32 | | |
| CaO | 0,62 | - | |

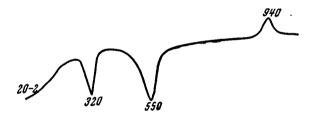
тельным эндотермическим эффектом при 317°, что связано, по-видимому, с примесью гетита.

Более поздним по отношению к буровато-зеленым хлоритам основной массы и оолитам является зеленый, почти изотропный хлорит, который встречается в виде неправильных пятен и чешуек, размером



Фиг. 52. Термограмма аргиллитоподобного глиноземно-железистого клинохлора бобово-оолитовой структуры из романкульской свиты

до 1 мм. Этот хлорит представляет начальную стадию раскристаллизации хлоритового геля основной массы. В конечных стадиях процесса образуются светло-зеленые, слабо двупреломляющие хлориты чешуйчатой или червиевидной структуры с показателями преломления несколько более низкими, чем у изотропных хлоритов основной массы. По оптическим свойствам двупреломляющие хлориты близки описанным выше глиноземно-железистым пеннин-клинохлорам. Наиболее поздними образованиями среди бобово-оолитовых аргиллитоподобных пород являются выделения каолинита. Каолинит в виде мелких чешуек или



Фиг. 53. Термограмма каолиновой глины романкульской свиты с галькой гиббситизированных эффузивов, переотложенных из верхнетриасовой красноцветной латеритной коры выветривания

вермикулитоподобных сростков часто встречается среди основной массы породы, хлоритовых оолитов и магнетитовых бобовин. Каолинит отличается от хлоритов отсутствием зеленой окраски и значительно меньшими показателями преломления.

Среди аргиллитоподобных бобово-оолитовых пород романкульской свиты Орской депрессии, по данным 3. А. Малютиной, встречаются сильножелезистые разности с содержанием $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ до 33-46% и Cr-0.06%, а также бокситовидные породы с редкими выделениями гиббсита.

В разрезе романкульской свиты встречаются также зеленые, пестрые и красно-бурые, с и л ь н о п е с ч а н и с т ы е х л о р и т о в ы е г л и н ы и г л и н я н ы е к о н г л о м е р а т ы. Местами они слагают весь разрез романкульской свиты. Переход малопесчаных хлоритовых глин в запесчаненные глины и глиняные конгломераты в одних случаях постепенный, в других — резкий. В глинах появляются зерна кварца, обломки магнетита, реджие обломки окружающих пород палеозоя, пород из различных

зон коры выветривания, а также зерна аутигенного сидерита. В некоторых прослоях количество обломочного материала значительно превышает количество цемента. Такие прослои почти нацело состоят из хорошо окатанных глинистых катунов пород коры выветривания. Зерна более плотных пород обычно угловатые или угловато-округлые. Сортировка зерен довольно хорошая, размер их колеблется от 0,02 до 1,2 см.

Обломочные породы среди романкульской свиты нередко бывают переполнены галькой и песком обеленных гиббситизированных пород излатеритной зоны верхнетриасовой коры выветривания. В таких облом ках и гальках часто видна реликтовая структура основных эффузивов Гиббсит в этом случае хорошо регистрируется на термокривых (фиг. 53). Основная глинистая масса цемента зелено-серых глиняных конгломератов представлена тонкодисперсным или мелкочешуйчатым хлоритом, иногда каолинитом. Хлориты цемента слабо действуют на поляризованный свет или интерферируют в желтовато-оранжевых тонах первого порядка. Показатели преломления их, измеренные в ориентированных иммерсионных препаратах, близки показателям преломления описанных выше зеленых глин из группы пеннина: Ng'=1,618-1,594; Np'=1,603-1,582, однако отличаются более высоким значением двупреломления: Ng'-Np'=0,015-0,012.

Показатели преломления красно-бурых и пестрых глин цемента конгломератов значительно увеличиваются и достигают величины порядка: Ng'=1,702; Np'=1,692.

Романкульская свита содержит довольно обширный комплекс неглинистых аутигенных минералов, среди которых описаны: магнетит, мартит, сидерит, мангано-сидерит, сфалерит, ярозит, титанистые минералы, алунит (?), фосфаты и пирит.

Магнетит встречается в виде отдельных зерен и их скоплений, а также в небольших округлых бобовинах величиной 1—5 мм в диаметре. Большинство зерен и бобовин магнетита плотные, однако наблюдаются и рыхлые землистые разности.

Наряду с аутигенными бобовинами встречаются и обломочные зерна магнетита. Надо думать, что появление таких зерен обязано местному перемыву аналогичных пород романкульской свиты, так как в ближайшей коре выветривания бобовины магнетита встречены не были.

Мартит в некоторых прослоях романкульской свиты образуется за счет окисления магнетита. Чаще всего мартит в виде красных бобовин со слабой магнитностью встречается в верхних горизонтах свиты. Подобные бобовины иногда имеют остаточные магнетитовые ядра.

Сидерит встречается еще более часто, чем магнетит. Основное количество сидерита сингенетично вмещающим хлоритовым глинам. В верхних горизонтах свиты встречены сидериты, образование которых, по-видимому, следует связывать с инфильтрацией из покрывающих отложений средней юры. Сингенетичные сидериты в форме округлых, хорошо образованных сферолитов размером до 1 мм в диаметре распространены во всех горизонтах свиты как в зеленых, так и в пестроцветных породах. Среди последних сидериты окислены и окрашены в красно-бурые тона, причем окисляются в большинстве случаев лишь периферические части сферолитов. Сидериты имеют характерную термограмму (фиг. 54, кривая 1) с резким эндотермическим минимумом при 480° и экзотермическим максимумом при 530°.

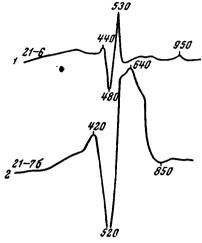
Спектральный состав сферолитовых сидеритов следующий: Mn = 0,n; Mo = 0,000n; V = 0,00n; Cr = 0,00n; Ti = 0,n; Ni = 0,00n; Mg = 0,n; Si = n; Al = 0,n; Fe = n; Ca = 0,n; Ba = 0,00n.

Инфильтрационные сидериты отличаются удлиненной формой выделений и отсутствием окисленных разностей. В чистом виде выделить их не удалось. Мангано-сидерит встречен среди зеленых серпентин-хлоритов в виде маломощных, более или менее параллельных напластованию прожилков. Термограмма этого минерала похожа на термограмму описанных сферолитовых сидеритов (см. фиг. 54, кривую 2). Отличается более высокой температурой экзотермиче-

ской реакции.

Судя по спектральному анализу: Sc=0.00n; Mn=n; Mo=0.00n; V=0.00n; Cu=0.00n; Zn=n; Ti=0.0n; Co=0.00n; Mg=0.0n; Si=0.n; Al=0.0n; Ca=0.0n; Ba=0.00n; Ca=0.0n; C

Сфалерит в виде скоплений малопрозрачных, буроватых, тропных кристаллов размером до 0.2 мм встречается совместно с мангано-сидеритом среди серпентинхлоритовых глин. Судя по спектральному анализу: As = 0,n; Mn ==0,n; Pb=0,0n; Mo=0,00n; V= =0.00n; Cu =0.00n; Cd =0.0n; Na ==?; Zn = n; Ti = 0.0n; Co = 0.0n; Ni ==0.00n; Mg=0.0n; Si=n; Al=0.n; Fe = n; Ca = 0, n, сфалерит относится к железистому ряду.



Фиг. 54. Термограммы сидеритов из романкульской свиты

1 — сферолитовый сидерит; 2 — мангано-

Я розит в форме фестончатых выделений ярко-желтого цвета встречается совместно со сфалеритом и мангано-сидеритом и замещает последний. В насыпных иммерсионных препаратах кристаллики ярозита чмеют кубовидный характер с хорошо выраженной спайностью, обладают ясным плеохроизмом и высоким двупреломлением. Минерал одноосный, оптически отрицательный, Np'=1,715.

Алунит (?) в виде скоплений мельчайших прозрачных зерен встречен в верхних горизонтах романкульской свиты.

Фосфаты встречены среди зеленых хлоритовых тлин из группы пеннина. Выделение фосфатов происходит в виде микроскопических удлиненных гексагональных кристаллов с высоким рельефом и слабым двупреломлением.

Лейкоксен встречается часто. В большинстве случаев он ассоциирует с разложенным растительным детритом и органическим гелем.

П и р и т обнаружен в верхних горизонтах романкульской свиты. Встречается очень редко и связан, по-видимому, с инфильтрацией из вышележащих угленосных отложений юры.

Аналогичные по характеру романкульской свите отложения континентального рэт-лейаса (верхнего триаса, по Коннову, 1957) широко развиты в Средней Азии. Эти отложения обычно залегают на коре выветривания палеозойских пород и содержат ряд месторождений бокситов.

Верхнетриасовые бокситоносные отложения Средней Азии. По данным С. К. Гиппа (1959), интересующая нас толща на Кайракском бокситовом месторождении, расположенном в юго-западной части Гиссарского хребта, разделяется на три горизонта. Нижний безрудный горизонт мощностью 1—12 м представлен каолинитовыми или хлоритовыми глинами, иногда с базальными конгломератами в основании. Глины изредка имеют бобовые или оолитовые структуры и обогащены гидроокислами железа. Рудный горизонт состоит из двух бокситовых тел

темно-зеленого или серого цвета. Он перекрывается песчано-глинистыми отложениями верхнего безрудного горизонта. Рудные тела сложены бокситами и бокситоподобными породами с очень неравномерным распределением содержания свободного глинозема.

По наблюдениям С. К. Гиппа, бокситы образованы тюрингитом, диаспором и реже бемитом с неправильными выделениями каолинита и лейкоксена. Бокситы довольно часто содержат сидерит.

Диаспор присутствует в основной хлоритовой массе в виде мелких рассеянных кристалликов и сплошных скоплений. Характерной чертой боксита является присутствие оолитов и бобовин, которые образовались в этом же осадке и не имеют следов переотложения. В центре оолитов — растрескавшееся диаспоровое ядро, обогащенное лейкоксеном, а концентры выражены чередованием кольцеобразных скоплений кристалликов диаспора, хлоритового вещества, а иногда и лейкоксена. Бобовины представлены одним диаспором.

Наряду с такими бокситами довольно обычны бокситы со следами местного перемыва. Подобные бокситы образованы темно-зеленой хлоритовой массой, в которой в виде слоев и линз присутствуют скопления бобовин и обломков оолитов и бокситов, аналогичных бокситам первого типа. Некоторые разности таких бокситов обогащены углистым веществом и имеют бемит-диаспоровый состав. Основная масса бокситов первого и второго типов часто сечется жилками, выполненными хлоритом и диаспором, а также содержит небольшие жеодки каолинит-диаспорового состава.

На основании изучения Кайракского и других бокситовых месторождений Гисоара С. К. Гипп приходит к выводу, что образование бокситов проходило не за счет механического перемыва более древней латеритной коры выветривания, а в результате коагуляции в озерных бассейнах продуктов выветривания хлоритизированных основных эффузивов. Таким образом, выводы С. К. Гиппа в отношении генезиса бокситовой толщи Гиссара совпадают с нашими наблюдениями.

В составе рэтских континентальных отложений Средней Азии известно большое количество бокситовых месторождений. Месторождения Гиссарской группы описаны Л. П. Конновым (1957, 1958), месторождения Майлисая в Северной Фергане и Кштутское на Зеравшанском хребте - А. Д. Смирновым (1940). Нами было осмотрено бокситовое месторождение Каракиясай в районе Сулюкты и некоторые бокситовые месторождения, описанные Л. П. Конновым, С. К. Гиппом и А. Д. Смирновым. Все эти месторождения имеют в составе много общего. Невыветрелые бокситовидные бобово-оолитовые породы и бокситы сложены хлоритом и маловодными гидроокислами алюминия. Они залегают в виде линз среди пестрых, обычно зеленых слоистых толщ хлоритового, реже каолинитового состава. В разрезах бокситоносных отложений обычны прослои черных углистых глин, а также алевритов, песчаников и конгломератов. Нередко бокситы и бокситовидные породы сами содержат углистые остатки. Довольно обычны среди бокситовых тел следы местного перемыва.

Близкие гиссарским и ферганским разрезам отложения, парагенетически связанные с белой каолинитовой корой выветривания, развиты в Западной Туркмении и в пределах хребта Каратау (Туркестанского).

Континентальные пестроцветные отложения лейаса Туаркыра. В Западной Туркмении в ядре Туаркырской антиклинали интересующие нас отложения описаны В. С. Курбатовым (1956). Толща с угловым несогласием залегает на выветрелых обеленых или почти свежих габбро, а иногда на песчаниках и других породах верхнепалеозойского и нижнетриасового возраста и перекрывается песчаниками средней юры. По

данным В. С. Курбатова, пестроцветная толща содержит обильные остатки нижнеюрской флоры.

Пестроцветная глинистая толща Туаркыра отличается крайним непостоянством разреза. В непосредственной близости от габбрового массива толща имеет двучленное строение: нижние горизонты мощностью 10—13 м — красноцветные, верхние мощностью 10 м — зеленоцветные.

Нижние горизонты толщи образованы сложным и неправильным переслаиванием микробобовых, иногда брекчиевидных глинистых пород и плотных розовых глин с небольшим количеством бобовин и редкими желваками до $10\ cm$ в диаметре плотных черных железняков. Основная масса глин и микробобовых бокситовидных пород нижней пачки образована бесцветным или бледно-зеленым низко двупреломляющим глинистым веществом брекчиевидной или псевдобрекчиевидной структуры. В глинистой массе встречается большое количество хорошо образованных вермикулитоподобных сростков с $Ng'=1,561,\ Ng'-Np'=0,002$. В составе глинистой массы, по-видимому, преобладают хлориты (см. хим. анализ обр. 3-13 на табл. 86).

Таблица 86 Химический состав (%) глин из лейасовой толщи Туаркыра

| Окислы | Глины бледно- зеленые | | Окислы | Глины розовые | Глины бледно зеленые | |
|--------------------------------|--------------------------|-------------|-------------------|---------------|-------------------------|--|
| | (oop. 3-13) | (oóp. 3-22) | | (обр. 3-13) | (обр. 3-22) | |
| SiO ₂ | 43,13 | 42,04 | MnO | 0,01 | 0,04 | |
| TiO ₂ | 2,43 | 0,38 | Na ₂ O | 0,22 | 1,15 | |
| Al ₂ O ₃ | 34,32 | 33,28 | K ₂ O | 0,08 | 0,11 | |
| Fe ₂ O ₃ | 5,44 | 5,83 | H ₂ O+ | 12,05 | 12,80 | |
| FeO | 0,14 | 0,09 | H ₂ O- | 0,97 | 2,35 | |
| CaO | 0,62 | 0,71 | CO_2 | Нет | Нет | |
| MgO | 0,08 | 0,40 | С | 0,16 | 0,33 | |
| | Сул | има | . . | 99,65 | 99,51 | |
| | Kв | арц | | 2,11 | Нет | |

Глинистая масса по слоистости пронизана тонкораспыленными коллоидальными скоплениями гидроокислов железа, с которыми тесно ассоциируют выделения лейкоксена.

Бобовины под микроскопом выглядят как неправильные, с нерезкими очертаниями сгустки величиной 0,1—2,00 мм. Они сложены непрозрачными, красноватыми в отраженном свете гидроокислами железа (турьит). Довольно часто бобовинки образуют вытянутые по слоистости конкреционные сростки. Изредка ядром бобовин служат вообще редкие в породе кварцевые зерна. Иногда среди однородных красных или бобовых глин встречаются участки вторичного перераспределения железа. В результате образуются породы с ячеистой текстурой, либо жеоды. Внутренние части таких жеод и ячеек обелены, а перегородки образованы плотной глинисто-железистой массой. Среди обеленных участков остаются непрозрачные сгустки лейкоксена.

Брекчиевидные участки сложены мелкими обломками песчаного размера и катунами глин, сходных по оптическим свойствам с вмещающей глинистой массой.

Красный цвет глинистых прослоев обусловлен равномерной и густой пигментацией породы гидроокислами железа.

Выше залегает пачка пород бледно-зеленого или бледно-розового цвета. В этой части разреза, так же как в нижележащей части, встречаются почти непесчанистые глины, обогащенные железистыми микробобовинками, и глины брекчиевидной и однородной структуры. Пигментация гидроокислами железа незначительна. Довольно часто наблюдаются тонкораспыленные скопления лейкоксена.

Основная масса бледно-зеленых глин и глиняные обломки в брекчиевидных разностях имеют сходные оптические свойства с Ng'=1,561; Ng'-Np'=0,002. Отдельные крупные чешуйки и вермикулитоподобные

Фиг. 55. Термограммы глинистого вещества (фракция <0,001) из пестроцветной толщи лейаса (Туаркырская антиклиналь)

1—2 — бледно-зеленые глины; 3 — бледно-розовая порода с жедезистыми бобовинами; 4—5 — пятнистоожелезненные и ожелезсростки, количество которых в глинистой массе иногда довольно значительно, отличаются более высоким двупреломлением: Ng'=1,561; Np'=1,550-1,552; Ng'-Np'=0,009-0,011.

Термограммы, выполненные из бледно-зеленых глин и бокситовидных пород бобовой структуры Туаркыра, имеют каолиноподобный облик (фиг. 55). От термограмм каолинита их отличает довольно значительный эндотермический эффект при 110—150°.

В химическом отношении (табл. 86) бледно-зеленые глины также приближаются по составу к каолиниту. В них почти отсутствует закисное железо и магний. От каолинита они отличаются только повышенным содержанием Fe₂O₃ (около 6%). Несмотря на свойства, приближающие описываемое бледно-зеленое глинистое вещество основной массы глин к каолиниту, его нельзя классифицировать как каолинит. Скорее всего это многокомпонентная система с преобладанием хлорита, в котором часть кремния в тетраэдрах замещена алюминием, а октаэдрические позиции заняты окисным железом и алюминием.

Разрез венчается белыми или желтыми песчаниками и песками с однонаправленными на северо-запад сериями сходящихся слойков косой слоистости речного типа. Пески и песчаники сложены угловатыми зернами кварца, полевых шпатов с примесью обломков различных пород и каолинитовым цементом. Обеление песчаников, повидимому, имеет вторичный характер, так как

в основании их наблюдается горизонт интенсивного ожелезнения. Мощность до 20 м.

При удалении от габбрового массива глинистый состав осадков лейаса сменяется на песчаный или песчано-глинистый. Резко снижается степень ожелезнения.

Материал для образования бокситовидных пород и бокситов в некоторых случаях переносился на довольно значительные расстояния. Примером этого могут служить известные в пределах Туркестанского Каратау, севернее города Кентау, выходы бокситовидных отложений ерубайской свиты рэт-лейаса (Разумова, Черняховский, 1964).

Ерубайская свита хребта Каратау. Бокситовидные глины описаны на правом берегу р. Бересек севернее сая Шошкабулак. Они выполняют крупные карстовые воронки среди сплошных выходов черных доломитов нижнего турне. Источником материала для образования этих отложений могли служить глинистые сланцы карпешской свиты девона, которые

распространены не ближе 10 км от карстовых воронок, или расположенные еще дальше к северу эффузивно-осадочные толщи среднего палеозоя и ордовика.

Бокситовидные глины занимают центральную часть воронки, а к бортам ее замещаются красными глинами. По данным В. Н. Разумовой (1961), бокситовидные глины представлены белой глинистой породой с большим количеством вишнево-красных железистых бобовин размером до 1 см. В бобовинах обычно концентрируется титан (табл. 87).

Основная глинистая масса розово-белая, довольно плотная, слабо действует на поляризованный свет и состоит из криптокристаллического агрегата галлуазита с Nm=1,534. В глинистой массе цемента изредка встречаются зерна кварца. Бокситовидные глины вниз по разрезу становятся более плотными и переходят в красные глинистые железняки мелкобобовой структуры с бобовинками диаметром 1-1,5 мм. Эти породы очень похожи по внешнему виду на бобовые глинистые железняки Туаркыра и бобово-оолитовые породы Орской депрессии.

В бортах воронки бокситовидные глины замещаются красными плотными глинами.

Химический состав бобовин и глинистого цемента бокситовидных пород р. Бересек приведен в табл. 87.

Таблица 87 Химический состав (%) составных частей бокситовидных пород р. Бересек (по Г. Н. Крылову и Г. В. Сакулиной)

| Порода | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | TiO ₂ | MnO | CaO | V ₂ O ₅ | П. п. п. | Аl₂О₃ (свободный) |
|---|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|------------------------------|------------------------------|-------------------------------|---------------------------------|----------------------|
| Бобовинки бурого железняка Глинистый цемент | 26,14 42,20 | | | 1,90 0,18 | 0,30 0,23 0,04 0,10 | 2,80 2,37 0,52 0,02 | 0,17 0,14 0,02 0,04 | 11,2 10,72 13,72 12,43 | 0,68 |

Бокситовидные породы и красные глины сильно изменены наложенными процессами выветривания, что выразилось в галлуазитизации бокситов, но несмотря на это в бокситовидных глинах сохранился еще свободный глинозем (0.68-2.5%).

Континентальные отложения рэт-лейаса, образованные за счет ближайшего переотложения белой каолинитовой коры выветривания песчаников и других малоглиноземистых пород палеозоя

В районах распространения песчаников и известняков палеозоя в результате выветривания и денудации склонов и водораздельных пространств наряду с растворенными продуктами выветривания и шламом из зоны выветривания в бассейны аккумуляции сносилось большое количество обломочного материала. В соответствии с этим пестроцветные осадки рэт-лейаса — продукты ближнего переотложения белой каолинитовой коры выветривания — представлены глинистыми песками и конгломератами. Типичные разрезы такого типа описаны в пределах Мангышлакского Каратау.

Пестроцветные континентальные отложения лейаса Мангышлакского Каратау. Пестроцветные отложения лейаса описаны в разрезе горы Карадермен и в районе пос. Шетпе.

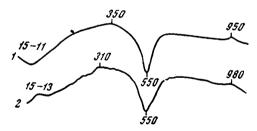
В разрезе горы Карадермен пестроцветные отложения лейаса залегают на разных горизонтах размытой белой каолинитовой коры вывет-

ривания по песчаникам и алевритам среднего — верхнего триаса. Толща представлена переслаивающимися красными, белесо-зелеными, пестроокрашенными и серыми углистыми песчаными глинами, глинистыми алевритами, кварцевыми песками и кварцитами, общей мощностью до 30 м. В разрезе преобладают красные и пестроокрашенные глинистые пески и песчаные глины. Среди глин нередки крупные железистые желваки типа «бурой стеклянной головы».

Обломочный материал в песках и песчаных глинах представлен главным образом угловатыми кварцевыми зернами с значительной примесью выветрелых обломков местных пород и отдельными чешуйками мусковита. Глинистая составляющая цемента обычно густо пигментирована красными гидроокислами железа и почти не действует на поляризованный свет. В пятнисто-осветленных, лишенных железистого пигмента участках видно, что глинистый цемент представлен бледно-зеленым, иногда чуть заметно плеохроирующим веществом с Ng'=1,585-1,582, Np'=1,564-1,561, Ng'-Np'=0,021.

Серые глины обычно менее песчанисты и отличаются ясно выраженной слоистостью. Они обогащены тонким растительным детритом. Среди песчаных глин изредка встречаются пестроокрашенные и красные глины с многочисленными мелкими, размером до 1—3 мм, округлыми с фестончатыми краями гетитовыми бобовинками и оолитами, имеющими иногда ясное концентрическое строение и радиальную лучистость. Крупные бобовинки иногда рассечены неправильными трещинками дегидратации, выполненными баритом. Рентгеновские исследования серых и пестроокрашенных бобовых глин, проведенные В. А. Дрицем, показывают их многокомпонентный состав. В серых глинах (табл. 88) обнаружены: диоктаэдрическая гидрослюда, вермикулит, каолинит, хлорит. Пестрые глины содержат большое количество хлорита и очень мало вермикулита.

Термограммы отмученных глин лейаса горы Карадермен (фиг. 56) имеют каолиноподобный облик, но отличаются слабо выраженной экзотермической остановкой при 950—980°.



Фиг. 56. Термограммы пестроцветных глин (фракция <0,001) из разреза горы Карадермен (хребет Каратау, Мангышлак) 1— глина белесо-зеленая; 2— глина серая

В районе пос. Шетпе пестроцветная толща лейаса начинается конгломератами. Конгломераты, мощностью до 1,5 м лежат на размытой поверхности белой каолинитовой коры выветривания песчаников перми и состоят из угловатых обломков вымытого из коры выветривания молочно-белого кварца, сцементированного железистым цементом. На контакте конгломератов с корой выветривания повсеместно наблюдается плотная корочка железисто-карбонатной цементации, мощностью до 0,5 см.

Конгломераты вверх по разрезу сменяются углистыми сильнопесчанистыми слоистыми глинами, песками и песчаниками. В отличие от

| Серые глины (обр. 15-22) | | | | | Пестрые глины (обр. 15-15) | | | | | | |
|--------------------------|-------|-------------------------|------|------------------------------------|----------------------------|-----------|-------|-------------------------------|----------|--------------------------------|-------------|
| Природный | | Природный насыщенный | | Прохаленный при <i>t</i> =600°C | | Природный | | Ориентированный насыщенный | | Ориентированный прокаленный | |
| 1 | d/n | 1 | d/n | 1 | d/n | -, | d'n | 1 | d/n | 1 | d/n |
| _ 5 | 14,2 | 8 | 14,2 | 1 | 14,02 | 2 | 14,8 | 2 | 14,6 | 6 | 13,7 |
| | _ | _ | _ | 3 | 11,6 | _ | | | | 2 | 11,5 |
| 5 | 9,7 | 5 | 9,9 | 10 | 9,9 | 4 | 10,0 | 8 | 9,9 | 10 | 10,0 |
| 6 | 7,1 | 10 | 7,1 | 9 | 7,1 | 6 | 7,3 | 10 | 7,0 | _ | |
| 2 | 4,9 | 5 | 4,9 | 6 | 4,9 | 3 | 4,9 | 5 | 4,85 | 5 | 4,99 |
| 10 | 4,5 | 5 | 4,7 | 4 | 4,65 | 10 | 4,54 | | 4,7 | | _ |
| 5 | 4,14 | | _ | | l — | 3 | 4,17 | _ | i — | _ | |
| 1 | 3,85 | — | - | _ | - | 2 | 3,89 | | <u> </u> |] _ | _ |
| 5 | 3,55 | 10 | 3,51 | 1 | 3,53 | 5 | 3,58 | 9 | 3,53 | _ | _ |
| 2 | 3,33 | 6 | 3,35 | | 3,32 | 5 | 3,35 | 6 | 3,32 | 9 | 3,36 |
| 1 | 2,99 | | | 2 | 3,00 | 2 | 3,19 | | | ľ | |
| 1 | 2,83 | 3 | 2,83 | _ | - | 2 | 3,00 | | | | |
| 2 | 2,69 | | | _ | _ | 1 | 2,82 | | | | |
| 98 | 2,57 | _ | | _ | _ | 10 | 2,58 | | | İ | |
| 2 | 2,574 | | - | 3 | 2,49 | _ | - | | | | |
| 1 | 2,446 | | | | | 2 | 2,5 | | | | |
| 7 | 2,352 | | | | | 6 | 2,35 | | | j i | |
| 2 | 2,25 | | | | | 1 | 2,30 | | | | |
| 2 | 2,19 | | 1 | | | 1 | 2,20 | | | | |
| 1 | 2,13 | | | | | 3 | 2,13 | | | | |
| 5 | 1,997 | | | | | 1 | 2,06 | | | | |
| 1 | 1,791 | | | | | 5 | 1,99 | | | | |
| 5 | 1,687 | | | | | 3 | 1,696 | | | | |
| 5 | 1,659 | | | | 1 | 4 ш | , | | | | |
| 2 | 1,554 | | | | | 3 | 1,543 | | | | |
| 8 | 1,494 | | l j | | | 8 | 1,495 | | | | |
| 1 | 1,456 | | 1 1 | | 1 | 2 | 1,455 | | | | |
| 1 | 1,377 | | ŀ | | | | • | | | | |
| 1 | 1,342 | | | | | | | | | | |
| 5 | 1,292 | | | | | | | | | | |
| 1 | 1,267 | | | | | | | | | | |
| 5 | 1,240 | 1 | i l | |] | | | , | | | |

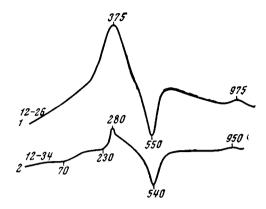
разреза горы Карадермен, пески и песчаники преимущественно белого цвета с многочисленными секущими и параллельными напластованию жилами и конкрециями бурого железняка. Создается впечатление, что толща подверглась выветриванию и обелению после образования.

В составе песков, так же как и в предыдущем случае, преобладают угловатые зерна кварца с примесью выветрелых обломков местных пород и отдельными чешуйками мусковита. Довольно много тонкораспыленного и обломочного лейкоксена.

Цемент песчаников и алевритов глинистый, видимо, смешанного состава с Ng'=1,579-1,585; Np'=1,561-1,570; Ng'-Np'=0,018-0,015. Термограммы, выполненные из глинистого цемента алевритов, отличаются довольно резкими экзотермическими эффектами при $280-375^{\circ}$, что связано с окислением содержащегося в исследуемом материале закисно-

го железа (FeO=0,57—0,72%; Fe₂O₃=2,66—8,30%), а также с присутствием в образце органики (фиг. 57).

Несколько отличные по характеру осадки рэт-лейаса (ерубайская свита) развиты в юго-западных предгорьях Туркестанского Каратау (Разумова, Черняховский, 1964).



Фиг. 57. Термограммы пестрых глинистых пород лейаса (фракция <0,001) из района пос. Шетпе (Мангышлак)

1 — глина серая; 2 — цемент белого песчаника

Ерубайская свита предгорий Туркестанского Каратау. Наиболее полно ерубайская свита вскрыта на северо-западной оконечности хребта Каратау в урочище Ерубай. К юго-востоку отложения ерубайской свиты постепенно выклиниваются.

Характер осадков ерубайской свиты находится в тесной зависимости от состава окружающих пород палеозоя. Выше были описаны (стр. 162) бокситовидные отложения ерубайской свиты в горной части хребта. В предгорьях, в районе пос. Атабай и северо-западнее Атабая ерубайская свита лежит на известняках и доломитах палеозоя и представлена белыми, фиолетовыми, светло-желтыми, красными и пестроокрашенными глинистыми конгломератами с угловатой галькой и валунами окремнелых выветрелых известняков. Обломочный материал, по данным В. Н. Разумовой, сцементирован глинистым, каолинит-гидрослюдистым ($Ng'=1,560;\ Np'=1,550;\ Ng'-Np'=0,010$), иногда глинисто-карбонатным цементом.

На северо-западной оконечности хребта ерубайская свита залегает среди поля развития обеленной выветрелой песчано-алевритовой красноцветной толщи среднего — верхнего девона и известняков, доломитов и мергелей фамена. Ерубайская свита начинается здесь базальными конгломератами, состоящими из выветрелых песчаников девона. Выше лежит пестроцветная толща, состоящая из красных, желтых и пестроокрашенных песчанистых глин, глинистых песков и песчаников с прослоями плотных карбонатных пород.

Пятнистость появилась в результате наложенных процессов обеления и выветривания. Обелению подвергаются красноцветные прослои вне всякой зависимости от первоначальной слоистости.

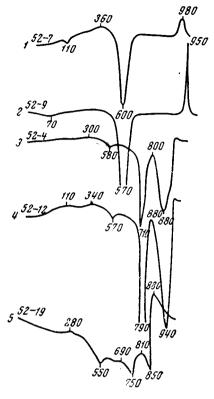
Обломочный материал песчаников и песчанистых глин представлен угловатыми зернами кварца с большим количеством зерен кремнистых пород и обломками обеленных выветрелых пород коры выветривания. Изредка встречаются чешуйки гидратированного и частично каолинизи-

рованного мусковита, зерна лейкоксена и роговой обманки. Цемент глинистый или глинисто-карбонатный с густой пигментацией гидроокислами железа, а иногда и с непрозрачными сгустками лейкоксена.

В мелких осветленных пятнах среди красноцветных глинистых песков видно, что глинистый цемент чуть зеленоватый оттенок. Показатели преломления глинистого вешества внутри этих пятен (Ng' = 1.564; Np' ==1,555; Ng'-Np'=0,009) и его термограмма (фиг. 58, кривая 1) близки каолиниту. Но, по-видимому, состав глин сложный с преобладанием обычных для континентального рэт-лейаса Средней Азии глиноземистых хлори-TOB.

В крупных осветленных пятнах среди глинистых песков цемент каолинитовый (Ng'=1,571; Np'=1,566; Ng'-Np'=0,005) (см. фиг. 58, кривую 2).

Карбонатные и карбонатно-глиниспрослои отличаются большей плотностью. Они также окрашены красный цвет, содержат кварцевые угловатые зерна и, подобно другим породам ерубайской свиты, местами вторично обелены. Карбонатные прослои сложены доломитом c Ng' = 1,682; Np'=1,507; Ng'-Np'=0,175. Красная и бурая окраски доломитов обусловлены тонким железистым пигментом. При обелении пигмент выносится, а доломиты частично разрушаются. Карбонаты встречаются также среди красных глин в виде крупных цилиндрических конкреций длиной до 0,5 м и диаметром 10—20 см. Конкреции сложены плотным розовым доломитом с черными марганцовыми дендритами. Внутри конкреций иногда наблюдаются щеточки белого кальцита.



Фиг. 58. Термограммы пород ерубайской свиты (хребет Каратау, Туркестанский)

1 — пестрые глинистые пески (фракция <0,001);
 2 — обеленные глинистые пески (фракция <0,001);
 3 — доломитовая конкреция;
 4 — бурый железистый доломит;
 5 — розовый доломит

Наряду с крупными доломитовыми конкрециями довольно часто встречаются конкреции карбонатно-глинистого состава. Карбонатная часть таких конкреций также представлена доломитом.

На фиг. 58 приведены термограммы, подтверждающие диагностику карбонатных пород ерубайской свиты, в табл. 89 даны их химические анализы.

Пестроцветные рэт-лейасовые отложения Сюрен-Атинского хребта. Обломочный характер имеют отложения рэт-лейасового (?) возраста в Приташкентском районе у юго-западного погружения Сюрен-Атинского хребта вблизи пос. Паркент. Осмотренные нами выходы рэт-лейаса на юго-восточном склоне Сюрен-Атинского хребта подстилаются обеленными выветрелыми песчаниками, известняками и кислыми эффузивами среднего—верхнего девона. Толща представлена плотными, преимущественно красными конгломератами, мощностью 16—17 м, которые состоят из плохо окатанных выветрелых глыб до 30—40 см в диаметре и мелкой

Mn

0,42 0,11 Следы Следы Her FeO Калыцит 4,39 4,66 5,05 Доломит 77,13 77,26 50,98 Химический состав (%) карбонатных пород ерубайской свиты урочища Ерубай СО₂ (избыток) 0,21 ļ l МgО (избыток) 0,04 0,08 MgCO, 35,28 32,28 22 35, 46,93 32,36 CaCO, 46,37 Сумма 98,83 95,9497 97 39,05 26,40 39,05 ç 16,9211,17 16,87 Mgo 25,95 18,11 26,26 CaO R_2O_3 0,46 0,960,62 15,12 33 ó 16,5 ij 39, ٤ доломит Зурый желези Розовый доло-(o6p. 52-12) (o6p. 52-19) Доломитовая Порода

гальки различных местных пород палеозоя. Цемент конгломератов глинисто-песчаный с густой пигментацией гидроокислами железа. Изредка среди красных конгломератов встречаются зеленовато-бурые прослои, цвет которых, по-видимому, объясняется хлоритовой природой глинистого цемента. В пятнах вторичного обеления и трехметровом обеленном горизонте в кровле толщи устанавливается каолинито-` вый состав цемента (Nm=1,562).

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТРОПИЧЕСКОЙ НИЖНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ПРОДУКТОВ ЕЕ БЛИЖАЙШЕГО ПЕРЕОТЛОЖЕНИЯ

Нижнемезозойскую кору выветривания Средней Азии в специальной литературе принято называть латеритной. Однако латеритная кора выветривания, т. е. кора выветривания, верхние горизонты которой обогащены свогидроокислами бодными железа алюминия, в Средней Азии и на Юж-Урале почти не сохранилась. В описываемых районах широко развита более молодая белая каолинитовая кора выветривания. По характеру процесса и составу конечных продуктов выветривания белая каолинитовая кора выветривания рэт-лейаса существенно отличается от латеритной. Латеритная кора выветривания, как можно судить по верхнетриасовой коре выветривания Орской депрессии и аналогичной верхнедевонской коре выветривания базальтов юго-востока нежской области, описанной А. П. Никитиной (Гинзбург, Наджакова, Никитина, 1962), отличается более сложным профилем, в котором выделяется до четырех минералогических 30Н. нальность латеритного профиля объясняется довольно значительным интервалом существования промежуточных выветривания отдельных продуктов минералов. В латеритном профиле можно наметить, например, такие стадиальные фяды.

- \rightarrow · монтморилло-1. Плагиоклазы нит + кальцит → каолинит.
- 2. Хлорит \rightarrow гидрохлорит \rightarrow выщелоченный и окисленный каолиноподобный гидрохлорит + гидрогематит + лейкоксен→ каолинит + гидрогематит + + гиббсит + лейкоксен.

Из коры выветривания постепенно выносятся кремнезем, часть алюминия, щелочи и щелочные земли. Верхние горизонты латеритной коры выветривания сложены каолинитом и обогащены свободными гидроокислами железа и алюминия.

В профиле белой каолинитовой коры выветривания рэт-лейаса существуют сходные промежуточные стадии преобразования отдельных минералов.

- 1. Плагиоклаз → пелитизированный плагиоклаз → каолинит.
- Хлорит → гидрохлорит → окисленный и выщелоченный гидрохлорит + лейкоксен → каолинит + лейкоксен.
- 3. Биотит → гидробиотит + лейкоксен → каолинит + лейкоксен.

Однако каждая стадия изменения в таком профиле существует на небольшом интервале и, вероятно, может выпадать совершенно.

Из сравнения рядов выветривания в латеритном и каолинитовом профиле особенно таких распространенных в природе минералов, как хлориты, гидрохлориты и полевые шпаты, становится очевидным, что формирование белой каолинитовой коры выветривания сопровождалось выносом из зоны выветривания помимо щелочей, щелочных земель и кремнезема еще железа и значительного количества алюминия. Другими словами, процессы выветривания при формировании белой каолинитовой коры выветривания по выносу компонентов были значительно более мощными, чем процессы латеритного выветривания. Наглядной иллюстрацией этого служит расчет выноса и накопления компонентов, произведенный с учетом изменения объемного веса выветрелых пород в латеритной и белой каолинитовой корах выветривания (табл. 90, 91). К сожале-

Таблица 90 Вынос и накопление компонентов в верхнетриасовой латеритной коре выветривания диабазовых порфиритов Орской депрессии

| Океслы | Зона дезинте-грации сбр. 20-17 а все октела | | Гидрохлорит- каолинитовая зона обр. 20-13 б вес окисла | | зона выщелоченных и окто- ленных гидро- хлоритов сбр. 20-5 | | Вынсе и накопление октелов (г) | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|--|------|---|---|---|------|--------------------------------|----------------|----------|----------------------|--------------|------------------------|--------------------|-----------------|-------|-----------------|-------|-----------------|
| | | | | | | | а—б * | | б—в.* | | а—в * | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | вынсс | накоп- ление | вынсс | накоп- ленке | вынсс | накоп- ление |
| | | | | | | | . 0 | г/∂м³ | 9., | s/um3 | % | г/ом³ | | | | | | |
| | | | | | | | SiO ₂ | 45,63 | 1100 | 43,69 | 739 | 37,48 | 1 6 00 | 361 | | 139 | | 500 |
| | TiO ₂ | 0,86 | 21 | 1,41 | 24 | 1,74 | 28 | | 3 | | 4 | İ | 7 | | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 18,20 | 438 | 21,91 | 371 | 29,46 | 472 | 67 | į | | 101 | | 34 | | | | | | |
| Fe_2O_3 | 4,51 | 108 | 5,94 | 100 | 14,69 | 235 | 8 | | | 135 | | 127 | | | | | | |
| FeO | 6,66 | 160 | 5,33 | 90 | 1,11 | 18 | 7 0 | | 72 | | 142 | | | | | | | |
| CaO | 3,91 | 94 | 0,97 | 16 | 0,70 | 11 | 78 | | 5 | | 83 | 1 | | | | | | |
| P_2O_5 | 0,17 | 4 | 0,07 | 1 | 0,08 | 1 | 3 | | | | 3 | | | | | | | |
| MnO | 0,08 | 2 | 0,12 | 2 | 0,08 | 1 | | | 1 | | 1 | ļ. | | | | | | |
| MgO | 5,69 | 137 | 3,00 | 51 | 0,28 | 4 | 86 | | 47 | | 133 | j | | | | | | |
| Na ₂ O | 2,75 | 66 | 0,79 | 13 | 0,17 | 3 | 53 | | 10 | | 63 | 1 | | | | | | |
| K₂Ō | 1,10 | 27 | 2,14 | 36 | 0,14 | 2 | | 9 | 34 | | 25 | | | | | | | |
| H ₂ O+ | 6,37 | 153 | 9,23 | 156 | 10,84 | 173 | | 3 | | 17 | | 20 | | | | | | |
| H ₂ O- | 3,90 | 94 | 5,40 | 91 | 2,92 | 47 | 3 | | 44 | | 47 | Ì | | | | | | |
| CO ₂ | 0,16 | 4 | _ | | 0,23 | 1 | 4 |] | | 4 | | | | | | | | |
| C | 0,01 | 2 | | - | 0,08 | 1 | 2 | | | 1 | 1 | 1 | | | | | | |
| | 1 | | 1 | <u>' </u> | 1 | · | <u> </u> | <u> </u> | <u> </u> | | <u> </u> | <u> </u> | | | | | | |
| Сумм | a 100 | 2410 | 100 | 1690 | 100 | 1600 | | й вынсе 720 | | й вынс с Ю | | й вынс с 310 | | | | | | |

^{*} Показана разыссть между содержанием октолов в менее и более высетрелых породах.

нию, в исследуемых разрезах отсутствуют пригодные для такого расчета образцы верхних горизонтов коры выветривания с мало нарушенной структурой, поэтому таблицы не отражают последних стадий процесса. Из таблиц видно, что значительный вынос кремния (до $500\ e/\partial M^3$) происходит как из латеритной, так и из каолинитовой коры выветрива-

Таблица 91 Вынос и накопление компонентов в рэт-лейасовой белой каолинитовой коре выветривания гранитов пос. Айтым

| | Свежие | граниты | | аолинизиро- граниты | Вынсс и накопление октеслов (г) | | |
|-------------------|--------|--------------|-------|------------------------|---------------------------------|-------------|--|
| Оккелы | обр | . 32-1 | обр. | 32-6 | | | |
| ОКЕСЛЫ | | a | | 6 | | | |
| | вес | окисла | Bec (| окесла | D. 1100 | на копление | |
| | % | e/∂m³ | % | г/дм³ | вынос | | |
| SiO ₂ | 67,34 | 173 2 | 65,59 | 1222 | 51 0 | 1 | |
| TiO ₂ | 0,59 | 15 | 0,66 | 12 | 3 | ! | |
| Al_2O_3 | 16,54 | 426 | 18,79 | 349 | 77 | | |
| Fe_2O_3 | 0,60 | 15 | 2,66 | 49 | | 34 | |
| FeO | 2,47 | 63 | 0,61 | 11 | 52 | | |
| CaO | 3,67 | 94 | 0,56 | 10 | 84 | İ | |
| P_2O_5 | 0,23 | 6 | 0,04 | 1 1 | 5 | | |
| MnO | 1,01 | 26 | 0,91 | 17 | 9 | | |
| MgO | 0,05 | 1 | 0,03 | 1 1 | | ļ | |
| Na ₂ O | 4,38 | 112 | 0,51 | 9 | 103 | | |
| K ₂ O | 2,22 | 57 | 1,83 | 34 | 23 | | |
| H₄O+ | 0,54 | 14 | 6,87 | 128 | | 114 | |
| H_2O^- | 0,24 | 6 | 0,94 | 17 | | 11 | |
| CO_2 | 0,12 | 3 | _ | - | 3 | | |
| С | | _ | - | - | | | |
| ———— Сумма . | 100 | 2570 | 100 | 1860 | Общий вынос 710 | | |

^{*} Показана разнесть между содержанием окислов в менее и более выветрелых породах.

ния. Что касается алюминия, то вынос его $(77\ a/\partial m^3)$ отмечается только в профиле белой каолинитовой коры выветривания. В том и другом случае происходит накопление окисного железа: $127\ e/\partial m^3$ в латеритном профиле и $34\ e/\partial m^3$ в профиле белой каолинитовой коры выветривания. Относительное накопление железа во втором случае объясняется неполным разложением биотита. В верхних горизонтах белой каолинитовой коры выветривания при полной каолинизации железосодержащих минералов железо выносится. Вынос освобождающихся при выветривании элементов, в частности железа и алюминия, по всей вероятности, происходил в форме металлоорганических — хелатных (Кауричев, Ноздрунова, Цюрупа, 1964) соединений.

Наблюдения над конкретными разрезами показали, что различные химические соединения в белой каолинитовой коре выветривания обладали разной подвижностью. Наиболее легко выщелачивались щелочи, щелочные земли, кремнекислота и железо. Железо выносилось из коры выветривания и в том случае, когда оно только освобождалось из кристаллической решетки выветривающихся минералов и тогда, когда оно существовало уже в пигменте, в той или другой гидратной форме. Этого

нельзя сказать об алюминии. В растворы переходил алюминий, только что освободившийся из решетки минерала. Свободные гидраты алюминия в форме гиббсита, образованные при более древнем, верхнетриасовом латеритном выветривании, попадая в зону рэт-лейасового каолинитового выветривания, по крайней мере на первых стадиях выветривания остаются устойчивыми и способны переноситься только механическим путем.

Продукты выветривания эпохи образования белой каолинитовой коры выветривания в виде терригенных обломков и в растворенной форме попадали в приводораздельные бассейны. Количество и характер твердого и жидкого стока из зоны выветривания контролировался составом коренных пород в областях денудации. Кварцевые песчаники, граниты и т. п. породы давали большое количество терригенного кварцевого материала. При выветривании пород основного состава помимо механических продуктов в бассейны аккумуляции выносилось значительное количество растворенных соединений железа, алюминия, кремния, магния и др. Эти продукты, скорее всего в виде органо-минеральных соединений, а частично и в коллоидной форме, попадая в застойные озера, давали начало хлоритовым глинам. В том случае, если оставалось избыточное (против железа и магния) количество кремнезема и алюминия — образовывался каолинит. Избыточное против хлорита и каолинита количество алюминия высаживалось в форме свободных гидратов глинозема, образуя месторождения бокситов.

Следует обратить особое внимание на обломочные структуры среди пород рэт-лейаса. Многие из таких структур обязаны приносом обломочного материала с берегов бассейна. Таким путем образовались обычные среди осадков рэт-лейаса глиняные конгломераты и брекчии с обломками коры выветривания. Значительно реже, в том случае если размыву подвергались верхние горизонты более древней, латеритной коры выветривания, отлагались породы, обогащенные обломочным гиббситом. Обломки гиббситизированных пород в таких конгломератах сохраняют структуру материнских пород и отличаются от осадочных хемогенных бокситов, встречающихся среди осадков рэт-лейаса, отсутствием бобовых Среди бокситов и бокситовидных пород рэт-лейаса часто встречаются обломочные структуры, обязанные процессам местного перемыва прежде отложенных осадков этого же возраста. Такие структуры отличаются характером обломков, в которых легко узнать оолиты, обломки бобовин и частички основной массы пород, встречающиеся в этом же разрезе в неперемещенном виде.

Эпохи образования белых каолинитовых кор выветривания на протяжении мезозоя и кайнозоя на территории Средней Азии, Южного Урала и Қазахстана повторялись неоднократно. Помимо рэта и лейаса обеленные каолинитовые коры выветривания развивались в мелу и палеогене. Несмотря на внешнее морфологическое сходство этих кор выветривания, продукты их ближайшего переотложения не одинаковы. Белая каолинитовая кора выветривания рэта и лейаса сопровождается синхронными ей бокситоносными каолинит-хлоритовыми отложениями, альбская и верхнемеловая—нижнепалеогеновая белая каолинитовая кора выветривания — пестроцветными каолинитовыми глинами и бокситами, а аналогичная верхнеолигоценовая кора выветривания — пестрыми каолинитовыми глинами и бобовыми железняками. Поскольку белые каолинитовые коры выветривания, особенно пород основного состава, изучены слабо, причина этого еще не совсем понятна. Вопрос этот представляет интерес не только с точки зрения теории бокситообразования. но и в практическом отношении, так как решение его может дать дополнительные поисковые признаки на бокситы.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаходжаев А. А., Петров Н. П., Расулов Ш. К., Хамрабаев И. Х. Коры выветривания Узбекистана. В кн. Кора выветривания, вып. 6. М., Изд-во AH CCCP, 1963.

Алексин А. А. Некоторые результаты статистической обработки данных о содержании солей в грунтах в низовьях Аму-Дарьи. — В кн.: Сборник статей по вопросам гидрогеологии и инженерной геологии. М., Изд-во МГУ, 1962.

Антипов-Каратаев И. Н. Выветривание и почвообразование на Восточном Памире.— Труды Ин-та почвовед., мелиорации и ирригации АН ТаджССР, 1951, 1.

Атлас Узбекской Советской Социалистической Республики. Ташкент — М., Изд. АН УзбССР, ГУГК Мин-ва геол. и охраны недр СССР, 1963.

Ахмедсафин У. М. О накоплении минеральных солей в грунтовых водах песчаных пустынь.— Изв. АН КазССР, серия геол., 1949, № 70, вып. 11.

Байгуттиев С. В. Некоторые особенности орографии и рельефа Арабельских сыртов и их влияние на формирование ландшафтов.— Изв. Кирг. фил. Геогр. об-ва СССР, 1959, вып. 1.

Байгуттиев С. В., Гвоздецкий Н. А., Чалая И. П. Опыт ландшафтного типологического картирования Арабельских сыртов Внутреннего Тянь-Шаня. — Труды Отд. геогр. АН КиргССР, 1958, вып. 1.

Бартольд В. В. Очерк истории Семиречья. Фрунзе, Киргизгосиздат, 1943.

Батырчаев И. Е., Зиновьев А. А., Петрова М. И. Соляное месторождение Кичик-Куль (Арал). -- В кн.: Сборник материалов научного совещания, посвященного столетию со дня рождения акад. Н. С. Курнакова, создателя физико-химического анализа. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1960. Безруков П. Л., Яншин А. Л. Юрские отложения и месторождения бокситов на

Южном Урале. Труды Науч. исслед. ин-та геол. и мин. АН СССР, 1934, вып. 7.

Бер А. Г. О палеогеновой коре выветривания в Тургайской впадине. — Докл. АН CCCP, 1954, 98, № 4.

Бернштам А. Н. Археологические контуры Тянь-Шаня и Алая.— Изв. Кирг. фил. АН СССР, 1945, вып. 2—3.

Богородский С. М., Кравчук В. Н., Черняховский А. Г. Нижне-среднемиоценовый элювий Устюрта.— В кн.: Кора выветривания, вып. 5. М., Изд-во АН CCCP, 1963.

Бокий Г. Б. Краткое геологическое описание Халиловского месторождения бурых железняков. В кн.: Халиловские недра зовут. Самара, Изд. Сред. Волжск. геол. развед. треста, 1931.

Бугельский Ю. Ю. Гипергенная миграция рудных компонентов в различных климатических районах.— В кн.: Кора выветривания, вып. 4. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Буракова А. Т. Мезозойская флора Туаркыра и ее стратиграфическое значение.— Вестн. ЛГУ, 1962, № 6, серия геол. и геогр., вып. 1.

Васильковский Н. П. О некоторых генетических типах новейших континентальных отложений Средней Азии (делювий, пролювий, аллювий) — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1951, 26, вып. 2.

Васильковский Н. П. К вопросу о происхождении лёсса. — Труды Ин-та геол. АН УзбССР, 1952, вып. 8.

Васильковский Н. П. О происхождении лёсса. — В кн.: Тезисы докладов к Всесоюзному совещанию по изучению четвертичного периода. Секция генетических типов четвертичных отложений. Новосибирск, 1964.

Вассоевич Н. Б. Крупнообломочные породы.— В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород, 2. Л., Гостоптехиздат, 1958.

Вахрамеев В. А. Стратиграфия и ископаемая флора меловых отложений Западного Казахстана. М., Изд-во АН СССР, 1952.

Викулова М. Ф. Ископаемые месторождения бокситов-латеритов в Средней Азии и перспективы поисков мезозойских бокситов. — Материалы Всесоюзн, науч.-исслед. геол. ин-та, 1948, сер. полезн. ископ., вып. 4.

Вингеля А. Н. Оптика и микроскопия искусственных минералов. Л., Госхимтехиз-

дат, 1933.

Выходцев И. В. Геоботанические ландшафты Киргизии.— Изв. Кирг. фил. АН СССР, 1945, вып. 2-3.

Герасимов И. П. Почвенный очерк восточного Усть-Урта.— В кн.: Отчет о работах почвенно-ботанического отряда Казахстанской экспедиции АН СССР. Изд-во АН СССР, вып. 4, ч. І. Л., 1930.

Герасимов И. П. Современные геологические процессы в пустынях Западного Тур-

кестана. Труды Почв. ин-та АН СССР, 1934, 10, вып. 3.

Гераси мов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР.—
Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1939а, вып. 33.
Гераси мов И. П., Марков К. К. Четвертичная геология. М., Учпедгиз, 1939б.

 Γ и и з б у р г И. И. Вопросы энергетики реакции процессов выветривания некоторых

алюмосиликатов. — В кн.: Кора выветривания, вып. 5. М., Изд-во АН СССР, 1963. Гинзбург И. И., Наджакова Г. Э., Никитина А. П. Современное и древнее латеритное выветривание базальтов Бразилии и Русской платформы.— В кн.: Кора выветривания, вып. 4. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Гипп С. К. О генезисе Кайракского месторождения бокситов. — В кн.: Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. М., Изд-во

AH CCCP, 1959.

Глазовская М. А. Выветривание горных пород в нивальном поясе Центрального Тянь-Шаня.— Труды Почв. ин-та АН СССР, 1950, 34.

Глазовская М. А. Особенности выветривания и почвообразования во Внутреннем Тянь-Шане. — В кн.: Географические исследования в Центральном Тянь-Шане. М.,

Изд-во АН СССР, 1953. Глазовская М. А. Участие золы растений в образовании мелкоземистых продуктов выветривания и почв. В кн.: Кора выветривания, вып. 2. М., Изд-во АН

CCCP, 1956.

Горбунов А. П. Некоторые результаты рекогносцировочных работ по изучению вечной мерзлоты на Арабельском сырте Внутреннего Тянь-Шаня. -- Труды Отд. геогр. АН КиргССР, 1958, вып. 1. Григорьев А. А. Циркуляция атмосферы в период максимального оледенения как

база для реконструкции климата ледниковой эпохи.— Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1946, вып. 37.

Дерягин Б. В. Механические свойства тонких слоев жидкости.— Ж. физ. хим., 1934, вып. 2—3.

Дерягин Б. В. Расклинивающее действие жидких пленок и его практическое значение.— Природа, 1943, № 2.

Дзенс-Литовский А. И. Подземные воды гипсо-мирабилитовой коры выветривания межгорных впадин Тянь-Шаня. -- В кн.: Сборник статей по вопросам гидрогеологии и инженерной геологии. М., Изд-во МГУ, 1962.

Добровольский В. В. Характерные черты геохимии ландшафта центральной час-

ти Устюрта.— Вопросы географии, 1962. № 59. Елисеев В. И. О строении и фациальном расчленении пролювия (на примере Ферганской впадины).— Докл. АН СССР, 1963, 152, № 6.

Еременко В. Я. Растворимость карбонатов кальция в природных водах при различных парциальных давлениях СО2 и температуре. — Гидрохим. материалы, 1955a, **25**

Еременко В. Я. Растворимость карбоната кальция (кальцита) в растворах MgSO4 при pCO_2 , равном атмосферному.— Гидрохим. материалы, 1955б. 25. Еремин В. К., Корин И. З. Пример многотипной древней коры выветривания в

Казахстане. — В кн.: Кора выветривания, вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1952.

Закиров И. З. Некоторые особенности минералогического состава палеогеновых глин Приташкентского района.— Докл. АН УзбССР, 1960, № 5.

Земятченский П. А. Выветривание полевых шпатов в связи с почвообразованием. — Труды Почв. ин-та АН СССР, 1933, 8, вып. 1.

Қалесник С. В. Горные ледниковые районы СССР. М.— Л., Гидрометеор. изд-во, 1937.

Карабалаев К. К. Древняя кора выветривания на осадках верхнего палеозоя в Северной Фергане. — Изв. АН КиргССР, серия естеств. и техн. наук, 1960, 2, вып. 1. Кауричев И. С., Ноздрунова И. Г., Цюрупа И. Г. Хелатные железооргани-

ческие соединения в почвах.— В кн.: Физика, химия, биология и минералогия почв СССР. М., Изд-во «Наука», 1964. Келлер У. Д. Основы химического выветривания.— В кн.: Геохимия литогенеза. М.,

ИЛ, 1963.

Ковда В. А. К вопросу о движении и накоплении кремнекислоты в засоленных почвах.— Труды Почв. ин-та АН СССР, 1940, 22, вып. 1.

Ковда В. А. Происхождение и режим соленых почв, т. І. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1946.

Ковда В. А. Геохимия пустынь СССР.— В кн.: Доклады на 5-м Международном конгрессе почвоведов. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Козлов И. В. Советские субтропики. М., Географгиз, 1959.

- Колодяжная А. А. Режим химического состава атмосферных осадков и их метаморфизация в зоне аэрации. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Коннов Л. П. Древняя кора гумидного выветривания в Гиссарской горной системе. — Зап. Узб. отд. Всесоюзн. мин. об-ва, 1956, вып. 10.
- Коннов Л. П. Литологический очерк верхнетриасовых бокситоносных отложений в Южном Узбекистане.— Изв. АН УзбССР, 1957, № 2.
- Коннов Л. П. Мезозойские бокситы Средней Азии.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Корженевский Н. Л. Некоторые новые данные о Зеравшанском леднике.— Изв. Всесоюзн. геогр. об-ва, 1948, 80, вып. 5.
- Кригер Н. И. Опыт комплексного геологического и грунтоведческого изучения лёссов Киргизии. -- Материалы по инж. геол., 1951, вып. 1.
- Кротов Б. П., Теодорович Г. И. Халиловские месторождения комплексных железных руд. Труды ИГН АН СССР, 1942, вып. 67, серия рудных м-ний (№ 6).
- Кугучков Д. М. Образование хардпэнов в долине Зеравшана. Соц. наука и техника, Ташкент, 1937, № 7.
- Кузнецов В. Г., Данчев В. И., Князев В. С. Некоторые вопросы петрографии древней коры выветривания Зирабулак-Зиаэтдинских гор (Западный Узбекистан).— Труды Моск. ин-та нефт. и газ. пром-сти, 1959, вып. 25. Куковский Е. Г. О минералогических превращениях в коре выветривания кристал-
- лических пород юга Украинского кристаллического массива. В кн.: Кора выветривания, вып. 5. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Кунин В. Н. Задача изучения режима вод в пустынях Средней Азии.— Проблемы физ. геогр., 1949, 14.
- Курбатов В. С. К вопросу о возрасте и строении ядра Туаркырской антиклинали.— Труды Ин-та геол. АН ТуркмССР, 1956, 1.
- Ланге Ю. В. О понижении точки замерзания воды в капиллярах и о зависимости температуры замерзания воды от диаметра капилляра.— В кн.: Труды 1-го Гидрологического съезда в 1924 г. Л., 1925.
- Лаптев Ф. Ф. Агрессивное действие воды на карбонатные породы, гипсы и бетон.— Труды Треста спец. геол. картирования, 1939, вып. 1.
- Лисицына Н. А. Древняя кора выветривания западной части Казахского нагорья.— Труды ГИН АН СССР, 1959, вып. Inl. Лобова Е. В. Почвы пустынной зоны СССР.— В кн.: Доклады на 5-м Международном конгрессе почвоведов. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Ломанович М. И. Письма В. А. Обручева о лёссе.— Изв. АН КазССР, серия геол., 1963, вып. 6 (57)
- Лукашко Е. С., Раковский В. Е. Влияние отдельных факторов на разложение растений-торфообразователей в торфогенном слое. В сб.: Химия и генезис торфа и сапропелей. Минск, Изд-во АН БССР, 1962.
- Мавлянов Г. А. Элювиальные лёссовые породы, образовавшиеся из роговиков.— В кн.: Труды 2-го Узбекистанского гидрогеологического совещания. Ташкент, Изд-во **АН УзбССР, 1959**
- Машрыков К. К. Юрские угленосные отложения северо-западной Туркмении и их положение в Крымо-Кавказо-Прикаспийской угленосной провинции. Ашхабад, Изд-во АН ТуркмССР, 1958.
- Михайлов Б. М. Минералого-петрографическая характеристика коры выветривания по глинам чеганской свиты в северо-восточной части Тургайского прогиба.—
- Докл. АН СССР, 1954, 98, № 4. Михайлов Б. М., Петровская Т. С. Литология мезозойских и кайнозойских отложений Тургайского буроугольного бассейна.—Труды Всесоюзн. науч.-исслед. геол. ин-та, 1959, 24.
- Наливкин Д. В. Палеогеография Средней Азии.— В кн.: Научные итоги работ Таджикско-Памирской экспедиции. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Неуструев С. С. Почвенная гипотеза лёссообразования.— Природа, 1925, № 1—3. Никитин В. В. К характеристике почвообразовательного процесса в каменистой пустыне Усть-Урт. — Изв. Биол. науч.-исслед. ин-та при Пермском ун-те, 1926, 4, прил. 3.
- Никитина А. Н. К вопросу о формировании и типах кор выветривания на породах кристаллического фундамента КМА.— В кн.: Кора выветривания, вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Никифорова К. В., Разумова В. Н. Континентальные формации меловых и третичных отложений юга Урало-Сибирской эпигерцинской платформы и некоторые общие закономерности размещения в них полезных ископаемых.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- II авлов А. П. О туркестанском лёссе и близких к нему образованиях. Доклад на заседании почвенной комиссии в апреле 1902 г.— Почвоведение, 1909, 11, № 3.
- Павлов А. П. О туркестанском и европейском лёссе. Протокол засед. Моск. об ва испыт. природы, 1903. Избр. соч., 2. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1951.

Парфенова Е. И. Исследование примитивных горно-луговых почв на диоритах хребта Магишо (Сев. Кавказ) — Труды Почв. ин-та АН СССР, 1950, 34.

Перельман А. И. Древняя кора выветривания Средней Азии.— Докл. АН СССР, 1955, **103**, № 5.

Перельман А. И. Размещение геохимических типов коры выветривания и континентальных отложений на территории СССР.— В кн.: Кора выветривания, вып. 5. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Петров В. П. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще.— Труды ИГН АН СССР,

1948, вып. 95, петрогр. серия (№ 29).

Петров В. П. Характер минералообразования при древнем выветривании различных пород. — В кн.: Материалы по геологии, минералогии и использованию глин в СССР. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Петров Н. П., Рубанов Н. В. Каолины Ангрена, их вещественный состав, условия образования и пути использования. Ташкент, Изд-во АН УзбССР, 1960.

Петрушевский Б. А. К вопросу о геологическом строении Приказалинского района. - Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1933, 11, вып. 3.

Попов И. В., Зубкович Г. Г. К вопросу о криптоструктуре глин. — В кн.: Современное представление о связанной воде в природе. М., Изд во АН СССР, 1963.

Попов И. В., Танкаева Л. К. Исследование природы структурных связей в лёссах (на примере лёссов бассейна нижнего течения р. Вахш) — Вести. МГУ, серия геол., 1961, № 1. Радушев В. И. О хемогенном карбонатообразовании в реках аридной зоны.— Докл.

АН СССР, 1957, 114, № 1. Разумова В. Н. Кора выветривания северо-западной части Казахского нагорья.—

- В кн.: Кора выветривания, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Разумова В. Н. Природа красных и зеленых окрасок пород красноцветных формаций мезо-кайнозоя Центрального и Южного Казахстана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 5.

Разумова В. Н. Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана.— Труды ГИН АН СССР, 1961, вып. 46.

Разумова В. Н. Бейделлитовая верхнеолигоценовая кора выветривания на древнем элювии серпентинитов Кимперсайского гипербазитового массива (Южный Урал).— В кн.: Геологические типы кор выветривания и примеры их распростра-

- нения на Южном Урале. М., Изд-во АН СССР, 1963.
 Разумова В. Н., Херасков Н. П. Геологические типы кор выветривания.— Докл. АН СССР, 1963, 148, № 6.
 Разумова В. Н., Черняховский А. Г. Древняя кора выветривания Орь-Илекского междуречья и история ее развития. В кн.: Геологические типы кор выветривания и примеры их распространения на Южном Урале. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Разумова В. Н., Черняховский А. Г. Мезозойские и третичные отложения хребта Каратау в Южном Казахстане. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1964, 39, вып. 1.

Рахимова Н. С. Каолиновые породы центральных и юго-западных Кызылкумов.— Узб. геол. ж., 1959, № 2.

Решения Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии, Ташкент, Изд-во АН УзбССР, 1959.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Л.— М., Гостоптехиздат, 1953.

Сапожникова С. А. Некоторые особенности климата оазисов в условиях Средней Азии.— Изв. Всесоюзн. геогр. об-ва, 1951, 83, вып. 3. Сауков А. А. Геохимия. Изд. 2. М., Госгеолиздат, 1951.

Сердюченко Д. П. Хлориты, их химическая конституция и классификация. — Труды ИГН, 1953, вып. 140, мин.-геохим. серия (№ 14).

Сидоренко А. В. Об изменении песков эоловыми процессами. — Докл. АН СССР,

1948, **62**, № 5. Сидоренко А. В. О псевдогидротермальных процессах в местностях с пустынным климатом. — Докл. АН СССР, 1952, 84, № 6. Сидоренко А. В. К вопросу об окремнении в пустынях Каракум и Кызылкум. —

Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 3.

Сидоренко А. В. Основные черты минералообразования в пустыне. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3 и 4. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1956a.

Сидоренко А. В. Эоловая дифференциация вещества в пустыне. — Изв. АН СССР, серия геогр., 1956б, № 3.

Сидоренко А. В. Литология и генетическая классификация эоловых отложений.--В кн.: Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений. Минск, Изд-во АН БССР, 1961.

Сикстель Т. А. Стратиграфия континентальных отложений верхней перми и триаса Средней Азии.— Труды Ташкентск. ун-та, 1960, вып. 176, сер. геол. наук, кн. 13. Скворцов Ю. А. К характеристике среднеазиатских лёссов.— Труды Среднеазиатск.

ун-та, 1957, вып. 99, сер. физ. геогр., кн. 10.

- Смирнов А. Д. Минералогический состав мезозойских бокситов Средней Азии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1940, № 3.
- Соколов Д. С. О возможных причинах эволюции первичного доломитообразования. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1955, 30, вып. 5.
- Степанов И. Н. Снежный покров как один из факторов образования лёссовидных мелкоземистых глин.— Докл. АН СССР, 1959, 125, № 1.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, 1—3. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Сумгин М. И. Метод замораживания воды в пленочном состоянии. Труды Центр. ин-та автодорожного транспорта, 1932
- Суслов С. П. Физическая география СССР. Азиатская часть. Изд. 2. М., Учпедгиз, 1954.
- Суходровский В. Л. Физическое выветривание горных пород в приледниковой зоне Земли Франца-Иосифа. — В кн.: Исследование ледников и ледниковых районов, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Танкаева Л. К. Природа структурных связей и плывунность лёссов бассейна нижнего течения реки Вахш. Автореф. канд. дисс. М., Изд-во МГУ, 1964.
- Таусон В. О. Великие дела маленьких существ. М., Изд-во АН СССР, 1948.
- Толстихин Н. И. Подземные воды мерзлой зоны литосферы. М.— Л., Госгеолиздат, 1941.
- Толстов С. П. По следам древнехорезмийской цивилизации. М.— Л., Изд-во АН CCCP, 1948.
- Толстов С. П. По древним дельтам Окса и Яксарта. М., Изд-во Вост. лит-ры, 1962. Тронцкий В. И. Палеогеография Южного Узбекистана в позднем триасе и юре. Автореф. канд. дисс. Ташкент, 1962.
- Трофимов И. И. Континентальный литогенез в пустынях и смежных с ними зонах. -- Материалы по изуч. четвертичн. периода СССР, 1950, вып. 2.
- Тютюнов И. А. Процессы изменения и преобразования почв и горных пород при отрицательной температуре. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Федорович Б. А. Вопросы палеогеографии равнин Средней Азии.— Труды Ин-та
- теогр. АН СССР, 1946, вып. 37. Федорович Б. А. Происхождение и развитие песчаных толщ пустынь Азии.— Материалы по изуч. четвертичн. периода СССР, 1950, вып. 2.
- Федорович Б. А. Лик пустыни. Изд. 3, дополи. М., Изд-во «Мол. гвардия», 1954.
- Федякин Н. И. Изменение структуры воды в результате пленочного движения.-В кн.: Современное представление о связанной воде в породах. М., Изд-во АН CCCP, 1963.
- Ферсман А. Е. О характере гипергенных процессов в местностях с пустынным климатом. — Докл. Росс. АН, серия А, 1924, июль — сентябрь.
- Ферсман А. Е. Геохимические проблемы серных бугров в пустыне Каракумы.— Материалы Комис. естеств. производ. сил, 1926, вып. 59.
- Ферсман А. Е. Геохимия, 2. Изд. 2, Л., Госхимтехиздат, 1934. Цепелев Н. П. Литология юрских отложений Туаркыра. Автореф. канд. дисс. Баку, 1963.
- Цепелев Н. С. Об изменении климата на протяжении юрского периода в Туаркыре.— Изв. АН ТуркмССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 1964, № 4.
- Цехомский А. М. О строении и составе пленки на зернах кварцевых песков.— В кн.: Кора выветривания, вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Цытович Н. А. О незамерзающей воде в рыхлых горных породах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 3.
- Черняховский А. Г. Континентальные меловые и третичные отложения южного окончания Южного Урала и продукты их выветривания. Труды ГИН АН СССР, 1963а, вып. 77.
- Черняховский А. Г. Нижнемезозойские коры выветривания Орской депрессии (Южный Урал). — Труды ГИН АН СССР, 19636, вып. 77.
- Черняховский А. Г. Об одном из возможных источников лёссового материала в Средней Азии. Бюлл. Комис. по изуч. четвертичн. периода, 1963в, № 28. Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам химических анали-
- зов горных пород и определению их химических типов. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Чирвинский П. Н. Средний химический состав главных минералов изверженных, метаморфических и осадочных пород. Харьков, Изд-во Харьков. ун-та, 1953.
- Чупахин В. М. Физико-географический профиль западной части Внутреннего Тянь-Шаня. — Труды отд. геогр. АН КиргССР, 1958, вып. 1.
- Чупахин В. М. Ландшафтное типологическое картирование. (На примере Нарынского административного района КиргССР). - Труды геогр. фак. Киргиз. ун-та, 1959а, вып. 3.
- Чупахин В. М. О таксономических единицах физико-географического районирования Тянь-Шаня и пример характеристики Атбаши-Каракоюнского физико-геогра-
- фического района. Труды геогр. фак. Киргизск. ун-та, 1959б, вып. 3. Шафрановский И. И. Выветривание полевого шпата в пегматитовых жилах Северной Карелии.— Изв. Всесоюзн. геол.-развед. объединен., 1932, 51, вып. 5.

Шіварцбах М. Климаты прошлого. М., ИЛ, 1955.

Шварцев С. Л. Некоторые результаты гидрохимических исследований в условиях многолетней мерзлоты.— Геол рудных м-ний, 1963, 5, № 2.

Штернина Э. Б., Фролова Е. В. О растворимости кальцита в присутствии CO₂

и NaCl.— Изв. Сектора физ.-хим. анализа АН СССР, 1952, вып. 27. Штрунц Х. Минералогические таблицы. М., Госгортехиздат, 1962.

Шувалов С. А. Почвенный очерк Устюрта в пределах Каракалпакской АССР.--В кн.: Устюрт Каракалпакский, его природа и хозяйство. Ташкент, Изд-во АН

УзбССР, 1948. Шувалов С. А. К вопросу о комплексности почвенно-растительного покрова Устюрта. В кн.: Труды юбилейной сессии, посвященной 100-летию со дня рождения

В. В. Докучаева. М.— Л., 1949.

Щукин И. С. Общая геоморфология, т. І. М., Изд-во МГУ, 1960.

Яковлев С. А. К вопросу о происхождении лёсса.— В кн.: Вопросы геологии Азии, 2. М., Изд-во АН СССР, 1955. Янатьева О. К. Растворимость доломита в водных растворах солей. — Изв. Сек-

тора физ.-хим. анализа АН СССР, 1950, 20.

Янатьева О. К. О растворимости доломита в воде в присутствии углекислоты.— Изв. АН СССР, отд. хим. наук, 1954, № 6. Янатьева О. К. Растворимость в системе CaCO₃—MgCO₃—H₂O при различных температурах и давлениях СО₂.— Журн. общ. химни, 1955, 25, вып. 2. Яншин А. Л. Геология северного Приаралья. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. при-

роды, 1953.

Яншин А. Л. Вопросы палеогеографии четвертичного периода и новейшей тектоники Арало-Тургайской низменности (тезисы).— В кн.: Материалы Всесоюзн. совещания по изучению четвертичного периода, 3. Четвертичные отложения Азиатской части СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Ярилова Е. А. Преобразование минералов сиенита на первых стадиях почвообразования. — Труды Почв. ин-та АН СССР, 1950, 34.

Brindley G. W., Jouell R. F. Thermal and x-ray studies of chamosite and chlorites. London, 1950.

Büdel J. Eiszeitalter und heutiges Erdbild. Eine Zusammenschau nach dem «Stand

unseres heutigen wissenschaftlichen Umschau», 1962, N 1. Sekyra J. Wind-blown sands.—Prace Inst. geol. Warszawa, 1961, 34, cz. 1. Wadia D. N. Evolution of the desert belt of Asia.— J. Geol. Soc. India, 1959, 1.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| Введение | 5 |
|---|--|
| Часть первая | |
| Элювий холодного, умеренного и субтропического климата аридных и семиаридных областей Казахстана и Средней Азии и продукты его ближайшего переотложения | |
| Глава І. Современный элювий аридного климата | 9 22 |
| Глава II. Современный элювий нивального высокогорного климата | 29 |
| Глава III. Современный элювий субнивального высокогорного климата . | 32 |
| Глава IV. Современный и антропогеновый элювий семиаридного климата . Современный элювий полупустынного пояса | 41 41 59 74 112 |
| переотложения в различных климатических зонах Казахстана и Средней Азии | 130 |
| Часть вторая | |
| Элювий тропического климата и продукты его ближайшего переотложения | |
| Глава V. Верхнетриасовая латеритная кора выветривания сезонно влажного тропического климата | 134 |
| Глава VI. Рэт-лейасовая белая каолинитовая кора выветривания постоянно влажного тропического климата | 140 141 147 148 151 151 |
| Литература | 172 |

CONTENTS

| Introduction | 5 |
|---|---|
| Part ferst Eluvium of the cold, moderate and subtropical climate in arid and semiarid areas of Kazakhstan and Middle Asia and the products of its nearest redeposition | |
| Chapter I. Recent eluvium of the arid climate Desert eluvium of the moderate and subtropical climate on the plains of Middle Asia Eluvium of cold high-mountain deserts Chapter II. Recent eluvium in the nival high-mountain climate Chapter IV. Recent eluvium in the subnival highmountain climate Chapter IV. Recent and Anthropogen eluvium in the semiarid climate Recent eluvium in the semidesert belt Recent eluvium in the steppe belt of the northern part of Kazakhstan highland Recent eluvium in the forest-meadow-steppe belt of the mountains of Middle Asia Old Anthropogen eluvium in the semiarid climate of Kazakhstan and Middle Asia The general characteristic of the Anthropogen eluvium and its nearest redeposition products in different climatic zones of Kazakhstan and Middle Asia | 9 9 22 29 32 41 41 59 74 112 |
| Part second | |
| Eluvium of the tropical climate and the products of its nearest redeposition | |
| Chapter V. Upper Triassic lateritic crust of weathering in the seasonal-humid tropical climate | 134 |
| C hapter VI. Rhaetian-Liassic stage white kaolinitic crust of weathering in a permanently humid tropical climate | 140 141 147 148 149 150 |
| Bibliography | 172 |

Александр Георгиевич Черняховский

Элювий и продукты его переотложения (Казахстан и Средняя Азия)

Труды ГИН, вып. 145

Утверждено к печати Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства *И. М. Ерофеева* Технический редактор *И. Н. Дорохина*

Сдано в набор 11/Х 1965 г. Подписано к печатг 7/F 1966 г. Формат 70 × 108¹/16. Печ. л. 11,25. Усл. печ. л. 15,41. Уч.-изд. л. 15,0 Тираж 1000 экз. Изд. № 710. Тип. зак. 5921. Т-01714.

Цена 1 р. 05 к.

Издательство «Наука», Москва, К-62, Подсосенский пер., 21 2-я типография издательства «Наука», Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»